

ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA DE LA SECUENCIA VOLCANICA DE PUERTECITOS, NORESTE DE BAJA CALIFORNIA. TRANSICION DE UN ARCO VOLCANICO A RIFT.

Arturo Martín-Barajas⁽¹⁾ y Joann M. Stock⁽²⁾

⁽¹⁾ CICESE, Div. Ciencias de la Tierra. Apartado Postal 2732 Ensenada, B.C.

⁽²⁾ Seismological Laboratory. CIT, Pasadena, CA 91125.

RESUMEN

En la Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP), en el NE de Baja California, una sucesión de depósitos piroclásticos y lavas riolíticas de la etapa temprana del rift del Golfo de California (Mioceno Tardío-Plioceno) sobreyace en discordancia a rocas andesíticas atribuidas al arco volcánico del Mioceno (Tma). En la franja oriental de la PVP se han documentado dos períodos de actividad volcánica contemporáneos al desarrollo del rift: uno a fines del Mioceno Tardío (ca. 6 Ma) y otro en el Plioceno Temprano (ca. 3 Ma). El primero incluye una secuencia de ignimbritas (Tobas El Canelo, Tmec) de más de 300 m de espesor contenida entre dos períodos efusivos de domos riolíticos. Los cambios de espesor de estas ignimbritas (Tmec), indican que su fuente está localizada hacia el NW de la zona de estudio, mientras que las coladas riolíticas son locales y forman una serie de domos sobrepuestos orientados N-S, en la misma dirección del fallamiento. A fines del Plioceno Temprano un segundo período de actividad explosiva produjo una serie de flujos piroclásticos de composición riolítica y dacítica (Tpr). Este paquete incluye hacia la costa central más de 20 unidades de depósito, con un espesor superior a 200 m que disminuye hacia el W y NNE, sugiriendo que la fuente de Tpr se encontraba al E de la costa actual. Hacia el norte, algunas unidades de Tpr se hallan interestratificadas con depósitos marinos someros del Plioceno Temprano. Este período culminó con la erupción del Volcán Prieto (monogenético) y derrames fisurales de composición andesítica durante el Plioceno Tardío y Pleistoceno.

Las andesitas asociadas al rift en los dos períodos de actividad volcánica son comparativamente de escaso volumen, y se caracterizan por el bajo contenido de K_2O y contenidos variables de TiO_2 y MgO con relación a las andesitas y basaltos asociados al arco volcánico del Mioceno. La característica común de las andesitas y las riolitas es la asociación clinopiroxeno-ortopiroxeno (y olivino en algunos casos), y bajo o nulo contenido de biotita, hornblenda, feldespato alcalino y cuarzo. Lo anterior sugiere una mezcla de magmas, uno máfico a alta temperatura y con posible afinidad toleítica, y otro más diferenciado y frío posiblemente formado por material de la corteza. La generación del magmatismo está asociado a la tectónica transtensional, que en el NE de la PVP se manifiesta con una extensión en dirección ESE a ENE durante el Mioceno Tardío - Plioceno.

INTRODUCCION

Los trabajos sobre la evolución del vulcanismo terciario en la Península de Baja California, muestran que tanto las características geoquímicas como el estilo del vulcanismo cambiaron en los últimos 15 millones de años. Este cambio se debe al cese de la subducción en la paleomargen Pacífico del noroeste de México y al desarrollo del rift que dio origen al Golfo de California (e.g. Saunders et al., 1987; Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991). A partir del análisis de las anomalías magnéticas, se ha documentado que el contacto de la dorsal Pacífico-Guadalupe y la placa de Norteamérica ocurrió en algún punto al norte de la península hace

aproximadamente 25 Ma (Atwater, 1989; Stock y Molnar, 1988) (Fig. 1). Posteriormente, la actividad volcánica fue desvaneciéndose hacia el sur a medida que la subducción cesaba, terminando hace aproximadamente 11 Ma en Baja California Sur (Sawlan y Smith, 1984; Hausback, 1984; Sawlan, 1991). La actividad ígnea relacionada con el arco volcánico a lo largo de la península ha sido reportada como típicamente calciálcica y con un rango de edad aproximada de 24 a 12 Ma (Gastil et al., 1979; Sawlan, 1991).

El vulcanismo posterior a la subducción presenta gran variación en su composición química. En la parte central y sur de la Península de Baja California se

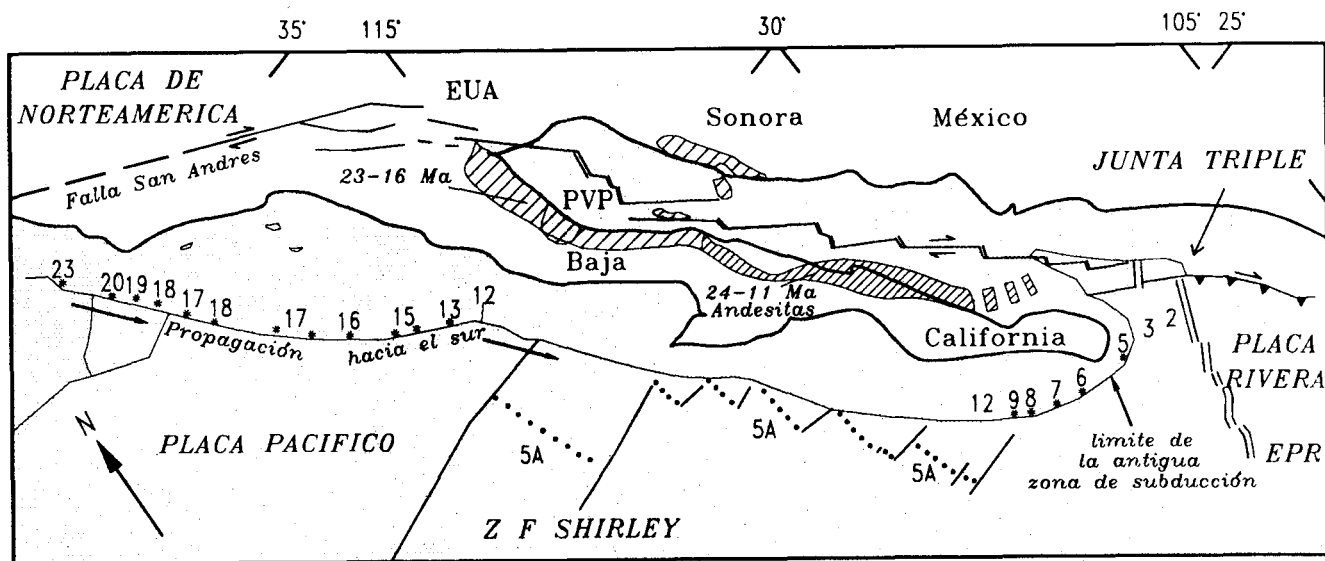


Fig. 1 Mapa tectónico del NW de México y la margen Pacífico. Los números indican la edad de las anomalías magnéticas más jóvenes en el piso oceánico a lo largo de la margen de California y Baja California (modificado de Atwater, 1991). Las zonas sombreadas muestran la posible distribución y las edades del vulcanismo de arco. Las líneas continuas indican la posición actual de los centros de dispersión abandonados entre la Placa Pacífico y las Placas Guadalupe y Magdalena (Lonsdale, 1991). EPR, dorsal del Pacífico Oriental.

observa una evolución de lavas calcialcalinas con moderado y alto contenido de potasio, a lavas alcalinas ricas en magnesio durante el Mioceno medio-tardío (Saunders et al., 1987). En las margenes del golfo, el vulcanismo de rift continental mantuvo un carácter esencialmente calcialcalino (Sawlan, 1991), mientras que en el golfo el vulcanismo asociado a los centros de dispersión es típicamente toleítico (Saunders, 1983; Saunders et al., 1982). Con referencia al vulcanismo calcialcalino coexistente con el rift (Fig. 2a), las edades reportadas para ignimbritas sugieren que este tipo de depósitos fueron comunes durante la transición arco-rift. En la región sur de Bahía de los Angeles, un paquete de ignimbritas subyace a andesitas basálticas fechadas en 12 Ma (Delgado-Argote, et al., 1992). Edades entre 12 y 14 Ma se reportan para las ignimbritas de la Sierra San Alberto (Sawlan y Smith, 1984). Entre estos centros volcánicos se incluyen también andesitas y dacitas de aproximadamente 9 Ma en Sierra Pintada (Gastil et al., 1979) y depósitos piroclásticos de entre 12 y 13 Ma en la región de la Sierra Santa Rosa, al SW de San Felipe (Fig. 2b) (Bryant, 1984). En las costas de Sonora, se ha documentado que el vulcanismo calcialcalino terminó hacia los 11 Ma, poco después del cese de la subducción y en traslape con el inicio del rift (Gastil et al., 1979; Mora-Alvarez, 1993). Adicionalmente, se han documentado algunos centros de vulcanismo

calcialcalino más joven en la depresión del golfo. El Volcán Tres Vírgenes (NW de Santa Rosalía) del Plio-Cuaternario (Sawlan, 1981) y posiblemente, las calderas Santa Ana y La Reforma localizadas al norte de Santa Rosalía, donde se observa además vulcanismo peralcalino (Demant, 1981; Sawlan, 1991). Con base en sus características petrológicas y estructurales se ha inferido, entre otras cosas, que el vulcanismo Plio-Cuaternario del Volcán Tres Vírgenes se localiza en una zona de cizalla producida por la tectónica transtensional y se infiere que el magma proviene de la fusión de la corteza previamente modificada por la subducción (Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1981).

La relación entre el vulcanismo calcialcalino del Mioceno Tardío - Plioceno y el proceso de "rifting" está aún mal documentado y se desconoce su relación con la apertura del golfo y la posible existencia de una corteza transicional en las márgenes. La Provincia Volcánica de Puertecitos (PVP) es un centro volcánico contemporáneo al desarrollo del rift (Gastil et al., 1975). Esta provincia se localiza al NE de Baja California (Fig. 2a), y a pesar de ser uno de los centros de vulcanismo explosivo más extensos, es uno de los menos estudiados. Los trabajos sobre el área son en gran parte reconocimientos geológicos regionales apoyados en imágenes de satélite y fotografías aéreas, enfocados esencialmente al aspecto estructural

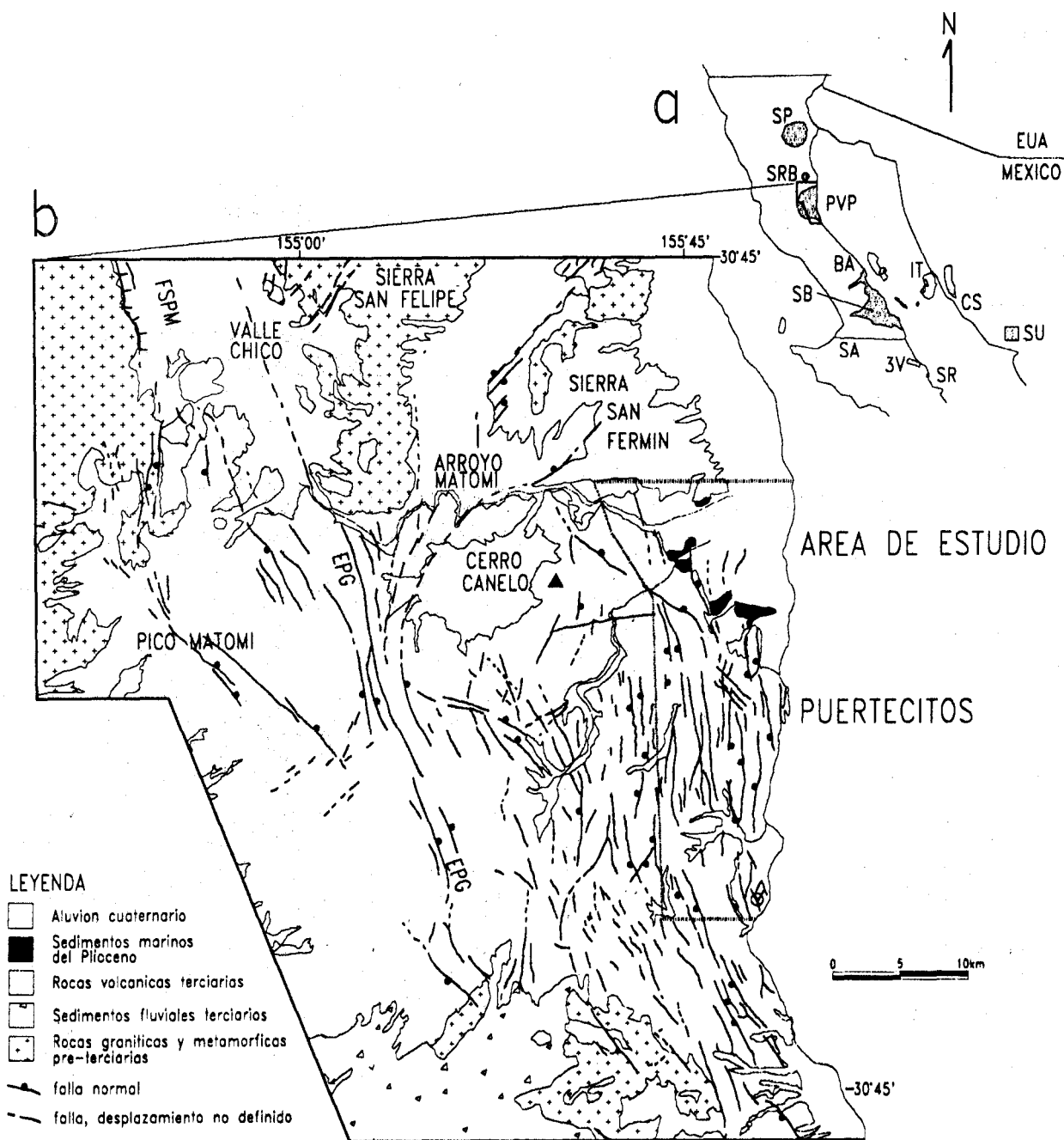


Fig. 2a Mapa regional con la localización y las edades reportadas de campos volcánicos con ignimbritas del Neógeno en Baja California y en la costa de Sonora (modificado de Sawlan, 1991). SU, Sierra de Santa Ursula (Mora-Alvarez, este vol.); SP, Sierra Pinta y CS, costa de Sonora (Gastil et al., 1979); BA, Bahía de los Angeles (Delgado-Argote, com. pers.); 3V, Tres Vírgenes (Sawlan, 1986); SA, Sierra San Alberto (Sawlan y Smith, 1984); Puertecitos (Stock, 1989; Martín-Barajas et al., en prep.); IT, Isla Tiburón; SR, Santa Rosalva. Fig 2b. Mapa de localización de la zona de estudio dentro de la PVP (modificado de Gastil et al., 1975); FSPM, Falla San Pedro Martir; MT, Arroyo Matomí; EC, Arroyo El Canelo; LC, Arroyo La Cantera; LH, Arroyo Los Heme. El recuadro indica la zona de este estudio.

(Hamilton, 1971; Dokka y Merriam, 1982; Gastil et al., 1975). Algunas edades radiométricas de unidades volcánicas en el norte de la PVP han sido reportadas por Sommer y García (1970) y Gastil et al. (1975; 1979). La cronoestratigrafía en el extremo noroeste de la PVP y las relaciones estructurales de las rocas volcánicas junto al escarpe del golfo, fueron estudiadas por Stock y Hodges (1990) y Stock (1989).

En la zona noreste de la PVP, en donde se sitúa este trabajo, estudios previos muestran que las ignimbritas y lavas riolíticas del Mioceno tardío y Plioceno sobreyacen a las rocas andesíticas atribuidas al arco volcánico del Mioceno temprano (Stock et al., 1991). Hacia la costa, se observan rocas volcánicas de edad Mioceno Tardío-Plioceno y depósitos marinos interestratificados (Martín-Barajas et al., este volumen).

El presente trabajo engloba cuatro objetivos principales: 1) describir la estratigrafía volcánica en el ENE de la PVP. 2) Mostrar la relación de entre el vulcanismo efusivo-explosivo y el fallamiento normal. 3) Describir las características petrográficas y geoquímicas de las rocas que componen los principales paquetes volcánicos en la franja oriental de la PVP. 4) Reflexionar sobre el origen de las cámaras magmáticas asociadas al rift en esta latitud y sus implicaciones tectónicas.

MARCO TECTONICO

En la zona del escarpe del golfo, dentro de la Provincia Volcánica de Puertecitos, se ha documentado que un período de máxima extensión debió ocurrir entre 11 y 6 Ma en esta latitud (Stock y Hodges, 1990; Stock 1989; 1993). Esto indica que el inicio de la extensión de la corteza es muy posterior a la terminación del vulcanismo de arco en esta zona (ca. 15 Ma) (Martín-Barajas et al., en preparación). Estructuralmente la PVP se encuentra afectada por una serie de fallas normales de ángulo subvertical, orientadas esencialmente al NNW y al NNE que constituyen el sistema sintético y antitético del escarpe principal del golfo (Dokka y Merriam, 1982). El escarpe del golfo es considerado como el límite entre la parte estable de la península hacia el oeste y la provincia extensional del golfo (PEG) hacia el este. Al norte de la PVP, el escarpe del golfo está bien definido por la Falla de San Pedro Martir (FSPM) (Fig. 2b), mientras que hacia el sur, la expresión superficial de este escarpe se suaviza a lo ancho de una zona de fallas normales subparalelas a la orientación de la Falla San Pedro Martir (Fig. 2b). Estas fallas muestran menor desplazamiento comparado con la FSPM y afectan a las ignimbritas y lavas del Mioceno tardío en la parte

occidental. Las fallas normales también afectan a las ignimbritas del Plioceno en la franja oriental de esta provincia (Dokka and Merriam, 1982; Stock, 1989; Stock et al., 1991).

METODO DE TRABAJO Y METODOS DE ANALISIS

El trabajo de cartografía se realizó en mapas topográficos base a escala 1:25 000 obtenidos de la carta topográfica escala 1:50 000 (hoja Puertecitos H11B77). En el campo, se levantaron diversas columnas estratigráficas (Fig. 2b) y la secuencia volcánica se estudió en diferentes cortes de arroyo: el Arroyo Los Heme (LH) en la parte sur; Valle Curbina (VC) y el Arroyo La Cantera (LC) en la parte noreste; y los arroyos Matomí (MT) y El Canelo (EC) en la porción nor-noroeste (Fig. 3). La correlación inequívoca de algunas unidades y grupos distintivos de rocas a lo largo de la zona se basa en la posición estratigráfica, en los espesores de las unidades, en sus características texturales y en su composición mineralógica y química. La correlación se apoya además en edades isotópicas obtenidas en algunas unidades y que se presentan en otro trabajo (Martín-Barajas et al., en prep.).

Términos empleados para designar a las unidades volcánicas.

En la literatura existen diversas clasificaciones y términos empleados para designar a las rocas piroclásticas. En este trabajo, la terminología y los criterios para diferenciar a las rocas piroclásticas, lavas y otras unidades volcánicas, así como las texturas en lámina delgada, son las propuestas por Fisher (1961), Cas y Wright (1987) y Bard (1986). El procedimiento implica una primera clasificación descriptiva, (Fisher, 1961) y sólo en los casos en donde las características petrológicas y las relaciones de campo lo definen, se ha propuesto una clasificación genética (Cas and Wrigth, 1987). La definición y la traducción al español de los principales términos empleados se basa en los trabajos de Araña y Ortiz (1984) y Araña y López (1974). Algunos de los términos propuestos por estos autores han sido modificados de acuerdo a su uso en México, principalmente el término "flujo" piroclástico en lugar de "colada" piroclástica. No obstante, a fin de evitar la proliferación de términos en idioma español, en lo posible se ha intentado seguir la nomenclatura de los autores españoles.

Análisis químicos. Los análisis de roca entera por elementos mayores, se realizaron por fluorescencia de rayos X (FRX) en la Universidad Estatal de San Diego

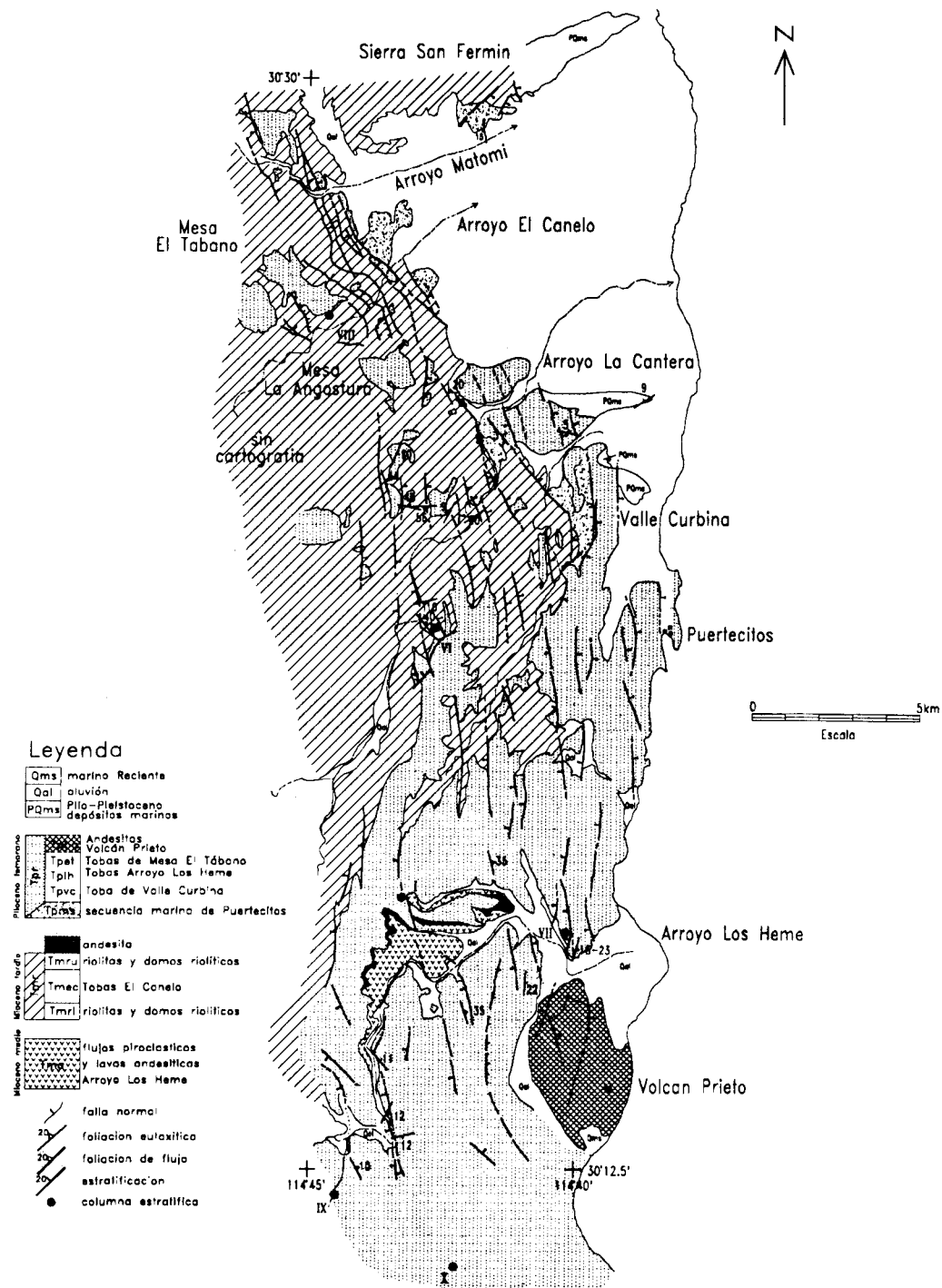


Fig. 3 Mapa geológico de la porción nororiental de la PVP.

(SDSU), California y en la Universidad de Massachusetts, (U.Mass.), en Amherst, Mass. Los análisis de microsonda se efectuaron en la Universidad de Harvard, con un equipo Cameca Mod. Camebax, utilizando estándares de minerales para la calibración del aparato.

ESTRATIGRAFIA

Las unidades estudiadas pueden agruparse en tres grupos principales. El primero corresponde a las rocas andesíticas y dacíticas atribuidas al arco volcánico del Mioceno Temprano-medio (Tma). El segundo paquete o Grupo (Tmr-Tmba) consiste en domos riolíticos y en una secuencia de flujos de cenizas denominada Tobas El Canelo (Tmec). Las Tobas El Canelo están situadas estratigráficamente entre dos unidades de lavas riolíticas (Tmrl y Tmru, abajo y arriba respectivamente). Localmente afloran coladas de andesitas basálticas subordinadas a las riolitas. El tercer paquete (ó Grupo) es una secuencia de flujos piroclásticos de espesor variable denominada Tpr. Tpr sobreyace discordantemente a Tmr y a Tma, y comprende a las Tobas Los Heme (Tph), la Toba de Valle Curbina y a las Tobas de Mesa El Tábaro (Tpet). Las unidades del Plioceno (Tpr) cubrieron las irregularidades del terreno y forman las mesas en la franja oriental de la PVP. Hacia el norte, algunas unidades piroclásticas fueron depositadas en ambiente marino (Martín-Barajas et al., este volumen). Finalmente, dentro del área se presenta un volcán monogenético (Volcán Prieto), que junto con algunos volcanes y coladas andesíticas situadas al W del área de estudio, y aparentemente relacionadas a Tpr, constituyen las últimas manifestaciones volcánicas en la PVP.

GRUPO 1

Andesitas y dacitas del Mioceno medio (Tma).

Este paquete aflora en el Arroyo Los Heme en forma de una ventana estratigráfica (Fig. 3). El posible control estructural de esta ventana queda incierto debido a la cobertura de las unidades más jóvenes. En el Arroyo Los Heme, los afloramientos de Tma se extienden aproximadamente 4 km en dirección E-W. En este sitio, afloran cuellos volcánicos, coladas de lava, brechas volcánicas (posiblemente producidas por flujos piroclásticos) y depósitos epiclásticos proximales. Los conductos o cuellos volcánicos, más resistentes a la erosión, posteriormente formaron una topografía muy pronunciada con elevaciones del terreno de hasta 300m sobre el nivel base del arroyo. Sobre esta paleotopografía se depositaron en discordancia los piroclastos y lavas riolíticas del Plioceno.

Los depósitos piroclásticos asociados a Tma se localizan en los flancos de los cuellos volcánicos e interestratificados con coladas de lava. Consisten en brechas volcánicas con bloques de hasta 2-3 m de diámetro y lapilli lítico suspendidos en una matriz de cenizas. Estos depósitos carecen de estructura interna y se interpretan como depósitos proximales de flujos piroclásticos. Hacia el poniente y surponiente de este centro volcánico afloran depósitos en capas masivas de material volcanoclástico, de unos centímetros a más de 1 metro de espesor, que se intercalan con depósitos de areniscas conglomeráticas con estratificación planar. En el primer caso la matriz es de cenizas y lapilli lítico y el tamaño de los fragmentos suspendidos en la matriz varía de un máximo de 20 cm a menos de 1 cm. En los depósitos de areniscas gruesas se tiene una mejor clasificación de tamaños entre capa y capa. Los depósitos epiclásticos, posiblemente representan depósitos de gravedad (avalanchas ?) intercalados con sedimentos volcánicos retrabajados por el agua. En algunos sitios afloran depósitos de cenizas vítreas y lapilli lítico estratificados entre los flujos piroclásticos. Estas capas presentan estructuras de corriente unidireccionales (dunas, estratificación cruzada y estratificación planar), que sugieren condiciones de fluidización y baja concentración de partículas (Cas y Wright, 1987) y posiblemente constituyen depósitos de nube rasante (*surge*).

Asociado a las rocas andesíticas se han localizado remanentes de conos cineríticos en este centro volcánico. Los depósitos se componen de escoria y cenizas estratificadas que afloran con un espesor inferior a 10 m. Tanto las lavas andesíticas como los depósitos cineríticos están afectados por un pequeño dique y un manto de composición andesítica que parecen conductos alimentadores del cono cinerítico.

GRUPO 2

Lavas riolíticas (Tmrl, Tmru).

En la porción norte de la PVP afloran domos riolíticos en una extensión de 10 km en dirección norte-sur. El número de domos no se ha establecido debido a que las riolitas están en gran parte cubiertas por las ignimbritas de edad Mioceno Tardío-Plioceno. Sin embargo, a lo largo del Arroyo La Cantera, 6 km al W de Puertecitos, un domo riolítico tiene una extensión de 3 km en dirección N-S. En esta zona se han cartografiado dos etapas de actividad efusiva. Una serie de coladas (Tmrl) de número y edad no determinados subyace a las Tobas El Canelo (Tmec) las cuales se acúñan contra el flanco sur del domo. La segunda serie de coladas riolíticas (Tmru) sobreyace a las Tobas El Canelo. En los bordes norte y sur de

domo, las lavas sobreyacen a Tmec, mientras que hacia el WSW, las Tobas El Canelo subyacen directamente a las ignimbritas del Plioceno. Las variaciones laterales de la secuencia en dirección E-W, sugieren que el emplazamiento de las coladas de lava riolítica estuvo en parte controlado por las fallas y por el paleorelieve del terreno.

Las coladas en la base de la secuencia (Tmrl) consisten en riolitas vítreas de aspecto masivo, con zonas de brechamiento de flujo. Presentan obsidiana, obsidiana perlitizada y zonas de alteración hidrotermal a pirofilita, y esmectita subordinada a la pirofilita. Estas zonas se reconocen a distancia por su coloración amarillo claro que contrasta con los tonos oscuros a gris claro de las riolitas. Sin embargo, la coloración amarillenta no es exclusiva de las zonas de alteración en las lavas y brechas riolíticas, ya que los piroclastos de caída libre y los depósitos epiclásticos presentan el mismo color amarillento en material pumítico. Los depósitos piroclásticos son comunes entre las coladas de lava.

En el área del Arroyo Los Heme, afloran andesitas basálticas (Tmba) que sobreyacen en discordancia a las andesitas atribuidas al arco volcánico del Mioceno y a depósitos epiclásticos derivados de éstas. Las andesitas consisten en derrames fisurales de poca extensión (2-3 km) y subyacen en discordancia a las ignimbritas del Plioceno. Hacia el sur del Arroyo Los Heme las coladas son de menor espesor (2-3 m) y tienden a acunarse, mientras que hacia el NE del Arroyo Los Heme, los espesores llegan a más de 20 m. Esta variación en el espesor posiblemente se debe a la distancia de la fuente y al paleorelieve. En Valle Curbina se observó un dique andesítico que corta al domo riolítico y que se encuentran en la misma posición estratigráfica que sus similares del Arroyo Los Heme. En Valle Curbina esta andesita está localmente cloritizada por circulación hidrotermal. Una muestra de andesita fresca fue fechada en 5.0 ± 0.5 Ma (roca entera) lo que sugiere que son contemporáneas a la unidad superior de riolita (Tmru) (Martín-Barajas et al., en preparación).

Al sur de la Sierra de San Fermín (15 km al N de Puertecitos), afloran lavas riolíticas que se posiblemente se correlacionan con las riolitas del área de estudio ya que guardan la misma relación estratigráfica (C. Lewis, com. personal, 1992). En el Arroyo Matomí, la unidad superior de lavas riolíticas (Tmru) sobreyace a las Tobas El Canelo y ambas unidades sobreyacen a la unidad inferior de riolitas (Tmrl) que aflora casi al nivel del arroyo. Ambas zonas al sur y al norte del Arroyo Matomí podrían formar

parte de un conjunto de domos riolíticos contemporáneos que actualmente afloran separados más de 20 km en dirección norte-sur. Hacia el sur de Puertecitos, la unidad superior de riolitas aflora en la base de los arroyos en dirección N.S. y está cada vez más cubierta por las ignimbritas del Plioceno.

Tobas El Canelo (Tmec).

Esta secuencia aflora en la parte norponiente de la zona de estudio, entre el Arroyo La Cantera y el Arroyo Matomí (Fig. 3). En los arroyos Matomí y El Canelo al igual que en Mesa El Tábaro, las Tobas El Canelo están fuertemente basculadas hacia el W-SW, y están cubiertas en discordancia por la unidad superior de riolitas (Tmru) y, en una segunda discordancia, por las ignimbritas del Plioceno. En el Arroyo La Cantera, y hacia el sur de la zona de domos riolíticos, las Tobas El Canelo están menos basculadas y tienden a acunarse sobre la unidad inferior de riolitas (Tmrl). La unidad en la base de la secuencia (Tmec1) se encuentra cubierta localmente por capas de cenizas y lapilli lítico de menos de 2 cm de diámetro. Estos depósitos se presentan en capas delgadas, con estratificación planar y huellas de impacto de fragmentos balísticos, lo que sugiere depósitos de caída libre. Estos depósitos están compuestos por fragmentos de riolita no alterada y abundantes fragmentos de riolita y pómez alterados a pirofilita y esmectita similar al material de alteración encontrado en las zonas de brechamiento en las riolitas (Tmrl). Si estas tefras fueron originadas durante el emplazamiento de Tmrl podemos suponer que la riolita inferior es contemporánea a las Tobas El Canelo.

Hacia el sur del Arroyo La Cantera se midió una columna completa de las Tobas El Canelo. En ese sitio la secuencia está formada de 6 unidades (Tmec1-6) que en conjunto tienen un espesor cercano a los 300 m (Fig. 4). La unidad de la base (Tmec1) consiste de una toba riolítica cristalina no soldada (Tabla 1), que sobreyace directamente a Tmrl y a los depósitos de caída libre asociados a éste. Esta unidad fue fechada en 6.4 Ma (Martín-Barajas et al., en preparación). Las unidades 2 y 3 son unidades de gran potencia, con espesores de más de 100 m y con fuerte soldamiento en la parte intermedia. La unidad 4 es un flujo piroclástico de lapilli lítico en una matriz de cenizas no soldadas y poco consolidadas. La unidad 5 es un flujo de cenizas densamente soldado con foliación eutaxítica y bandas y lentes con minerales de fase de vapor. Tiene un espesor mayor a 70 m, con un vitrófiro basal de 1 a 2 m de espesor y presenta alto contenido de cristales (>25%). Esta unidad es distintiva debido a su denso soldamiento, a la foliación eutaxítica y el contenido de cristales, y permite correlacionar a Tmec

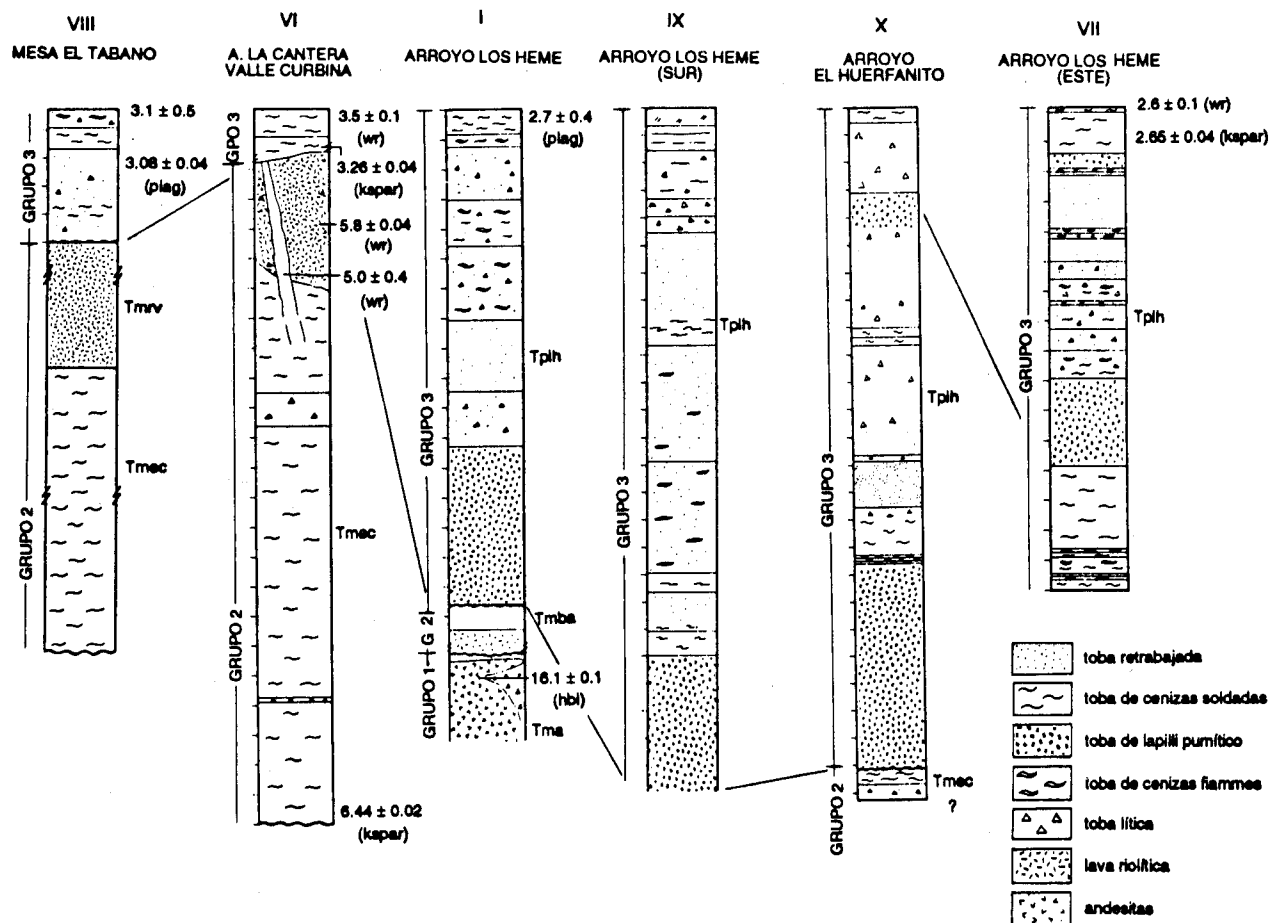


Fig. 4 Columnas estratigráficas compuestas y correlación de los principales paquetes de rocas volcánicas en el área de estudio. Las claves de las unidades como en la leyenda de la Fig. 3. Ver Tabla 1 para descripción litológica de Tmec. Ver Tabla 2 para descripción litológica de Tplh en el Arroyo Los Heme. Ver Tabla 3 para descripción litológica de Tpet en Mesa El Tábano.

hacia el W-NW, donde se denomina t12 (Stock et al., 1991). Las Tobas El Canelo subyacen a la riolita superior (Tmru), y hacia el W del Arroyo La Cantera están cubiertas por ignimbritas del Plioceno.

GRUPO 3

Ignimbritas del Plioceno (Tpr): Tobas Los Heme (Tplh), Toba de Valle Curbina y Tobas de Mesa El Tábano (Tpet)

El conjunto de Tobas Los Heme (Tplh), Toba de Valle Curbina y Tobas de Mesa El Tábano se denomina Tpr (Terciario Plioceno riolitas). Tpr aflora en la franja oriental de la PVP formando las mesetas y bloques basculados que se observan en la costa hacia el sur de Puertecitos. Las Tobas Los Heme (Tplh) es la sección medida en el Arroyo Los Heme, en donde Tplh sobreyace a las andesitas del Mioceno

temprano-medio (Tma) y localmente sobreyace a coladas de andesita basáltica (Tmba).

Tobas Los Heme. En la parte cercana a la costa, en el Arroyo Los Heme, la secuencia de tobas del mismo nombre (Tplh) tiene un espesor superior a los 200 m y contiene más de 20 unidades de flujo (flujos de cenizas, flujos piroclásticos de lapilli pumítico y lapilli lítico y piroclastos de caída libre) (Tabla 2) (Fig. 4). Las unidades hacia la base presentan inclinaciones de 35° hacia el E, mientras que hacia la cima la inclinación de las unidades disminuye a menos de 15°. La base de la secuencia está compuesta por flujos piroclásticos de mayor espesor comparados con las unidades de la parte media superior. Estas incluyen dos depósitos de espesor variable (máximo 70 m) de pómez tamaño lapilli y bloques (generalmente menor a 10 cm de diámetro) en una matriz de cenizas pobremente

Tabla 1. Descripción litológica de las Tobas El Canelo. Las unidades corresponden a la columna estratigráfica en el sitio VI localizado hacia el sur sobre el cause del Arroyo La Cantera.

Unidad Tmec	Descripción litológica
t6	depósito de cenizas y lapilli lítico (15-20%), no soldada, color gris claro, pobre en cristales (<10%), aproximadamente 10 m de espesor (irregular), masiva. Esta unidad subyace a las Tobas de Mesa El Tábaro y aflora localmente; su pertenencia a Tmec es tentativa.
t5	depósito de cenizas de mas de 75 m de espesor, cristales 20 % clinopiroxeno (augita ?), ortopiroxeno (hiperstena-broncita ?), plagioclasas y opacos, matriz vitroclástica densamente soldada, de color morado-oscuro. Presenta vitrófiro basal y bandeamiento eutaxítico. Gradúa hacia la cima a moderadamente soldada. Esta unidad generalmente subyace a la riolita superior (Tmru) en el área de estudio.
t4	depósito de cenizas y lapilli lítico (30-40%) de aproximadamente 10 m de espesor, color ocre, masiva, pobremente consolidada, matriz de ceniza vítrea.
t3	depósito de cenizas vítreas, de 95 m de espesor, con un depósito de lapilli-pumicítico, color amarillo ocre. Gradúa a toba lífica densamente soldada. Gradúa a pobremente soldada.
t2	depósito de cenizas soldadas, de aproximadamente 130 m de espesor, líticos (15-20%), cristales (5-10%), fuertemente soldada en la parte intermedia, con lentes y bandas de minerales de fase de vapor (lithophysae). Le sobreyace un estrato de 0.5 a 0.8 m de espesor de cenizas y lapilli lítico, con estratificación planar (posible depósito de caída libre).
tefra (Tmrl)	depósito de lapilli lítico (2-3 cm diametro máximo) y matriz de cenizas. Estratificación planar en capas delgadas, 1 a 10 cm, principalmente compuesta por fragmentos de riolita y riolita alterada, huellas de impacto de los fragmentos mayores (depósito de caída libre). Se infiere su asociación a la unidad de riolita inferior (Tmrl).
t1	depósito de cenizas no soldadas, color beige a gris rosado, rica en cristales (25-30%), principalmente plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico y opacos, con matriz vitroclástica y con 20% de fragmentos líticos. Sobreyace a la unidad de riolita inferior (Tmrl).

consolidadas. Ambos depósitos presentan fragmentos líticos (25-30%) que incluyen riolita, rocas andesíticas y rocas graníticas y se interpretan como dos pulsos de un flujo piroclástico. Esta unidad sobreyace en discordancia a las andesitas de arco y a las ignimbritas y lavas de Tmr.

La secuencia Tplh contiene hacia la cima un depósito de fragmentos aglutinados de lava que aflora localmente al este en la boca del Arroyo Los Heme. A esta unidad le sobreyacen 3 unidades de cenizas soldadas y un depósito de lapilli pumítico sin matriz. Hacia el norte y hacia el oeste del Arroyo Los Heme, la secuencia disminuye en número de unidades y en espesor (Fig. 4).

Toba de Valle Curbina.

En la parte norte de la zona de estudio las ignimbritas del Plioceno comprenden unicamente 5 unidades de depósito. La unidad en la base se denomina Toba de Valle Curbina y se correlaciona con la unidad en la base de las Tobas Los Heme. La Toba de Valle Curbina (Tpvc) es una colada piroclástica de lapilli pumicítico que contiene aproximadamente 50 a 60% de pómez y vidrio volcánico (cenizas), 20% de líticos y 20% de fenocristales. Tpvc fué fechada en 3.2 Ma (Martín-Barajas et al., en prep.). En la zona de Valle Curbina, 2 km al NW de Puertecitos, Tpvc presenta tubos de escape de vapor y abundantes fracturas de hasta 15 cm de espesor, rellenas por sedimentos tamaño arena y limo. En el Arroyo Los Heme la unidad que se correlaciona con Tpvc tiene un espesor superior

a 70 m y presenta una zona intermedia ligeramente soldada. La variedad y la proporción de fragmentos líticos y cristales en esta unidad es similar a la Toba de Valle Curbina, aunque se observan líticos de mayor tamaño en la zona cercana a Volcán Prieto (Fig. 3) (Tabla 3). En la parte sur de la Sierra San Fermín (Fig. 3) aflora la parte distal de esta unidad con espesores de 3 a 5 m, interestratificada con depósitos marinos someros. Esto indica que en esta zona la depositación fue submarina (Stock et al, 1991; Martín-Barajas et al., este volumen). En este sitio el porcentaje y el tamaño de los fragmentos líticos y de pómez disminuye senciblemente. Las variaciones locales de espesor indican que el depósito de esta unidad estuvo controlado por la paleotopografía. Los espesores más importantes se localizan en las depresiones del paleorelieve. En Valle Curbina, esta unidad alcanza espesores de más de 50 m en los sitios en donde rellenó las depresiones. Su correlación a lo largo de 30 Km en dirección N-S y los espesores medidos permiten calcular un volumen mínimo del orden de 5 km³ tomando en cuenta un ancho de por lo menos 5 km en dirección E-W.

Tobas de Mesa El Tábaro (Tpet).

Este paquete consiste en cuatro unidades de enfriamiento, denominadas d-a de la base a la cima (Fig. 4). En Mesa El Tábaro la unidad d es un depósito de lapilli pumítico pobremente consolidado. Las tres unidades sobreyacentes son coladas de cenizas moderadamente soldadas. La unidad b tiene

Tabla 2. Descripción litológica de una columna estratigráfica de Tplh. La descripción corresponde al sitio I en el Arroyo Los Heme.

Grupo	Unidad	Descripción litológica
1	t8	depósito de cenizas vítricas, color rojizo oscuro, pobre en cristales y en líticos, densamente soldada, fenocristales: plagioclasa > clinopiroxeno > ortopiroxeno, opacos. La base de la unidad es un vitrófiro negro.
	t7	depósito de cenizas y lapilli lítico, abundantes fiamme, color rojizo oscuro con líticos máficos. Fenocristales: plagioclasas > opacos > clinopiroxeno > ortopiroxeno.
	t6	toba pumíctica rica en cristales, moderadamente soldada a no soldada hacia la cima. 15 % de fenocristales: plagioclasas > clinopiroxeno > ortopiroxeno > opacos, trazas de hornblenda.
	t5	depósito de lapilli pumíctico gris verde, posiblemente depósito de caída o flujo de cenizas, bimodal (?).
	t4	depósito de cenizas soldadas, color rojizo a gris oscuro, rica en líticos y fiamme. Incluye fragmentos de escoria en una matriz vitrea.
	t3	depósito de lapilli pumíctico, color rosado-amarillo (naranja cuando está intemperizado), pobre en cristales.
	t2	toba soldada rica en líticos y en pomez, color gris-rojizo, vitrófiro basal y zona de cocimiento con un depósito de caída (?) en la base. Gradúa a menos soldada hacia la cima. Fenocristales (5-10%): plagioclasas > clinopiroxeno > ortopiroxeno, matriz devitrificada.
	t1	flujo piroclástico de lapilli-pumíctico (pomez con soporte de matriz de cenizas). Fenocristales (20-25%) con plagioclasas > feldespato alcalino > biotita > clinopiroxeno, trazas de hornblenda. Fragmentos líticos (20%) accidentales de rocas graníticas, andesita y riolita, parte intermedia ligeramente soldada. Base de la secuencia Tplh en este sitio, sobreyace en discordancia erosional a Tmba y a depósitos locales de areniscas líticas.
2	Tv1df	depósito de fragmentos tamaño lapilli soportados por una matriz arenosa compuesta de fragmentos líticos, clastos de andesita de hornblenda y andesita afanítica. Estratificación planar.
	Tmba	colada de andesita basáltica, color gris oscuro, afanítica a microcristalina. Fenocristales: plagioclasas > ortopiroxeno = clinopiroxeno > opacos > olivino (idingsita). Alteración hidrotermal selectiva.
	Tmsa	arenisca lítica con estratificación horizontal y cruzada en estratos delgados, depósito subaéreo (aluvial ?). Representa una discordancia erosional entre Tmba y Tma. Este depósito sobreyace a las andesitas de arco (Tma)

composición dacítica y las unidades a y c son riolitas. La unidad d está compuesta por pómez tamaño lapilli (< 2 cm de diámetro) y tiene 1 a 2 metros de espesor. Debido a coloración claro-oscuro del vidrio esta unidad es posiblemente de composición bimodal (riolita-dacita). Las unidades c, b, a tienen espesores variables de 2 a 12 m y cubren una gran extensión en la parte norte de la PVP. Hacia el noreste, algunas unidades volcánicas están intercaladas con depósitos marinos y posiblemente representan el equivalente submarino de Tpet (Stock et al., 1991; Martín Barajas et al., este volumen). Las Tobas de Mesa El Tábaro se han reconocido en la parte noreste de la zona de estudio, en donde sobreyacen a la Toba de Valle Curbina, y tienden a acuñarse en el sur de la Sierra San Fermín.

La correlación de las unidades de las Tobas de Mesa El Tábaro y las Tobas Los Heme es aún tentativa y se basa principalmente en datos de campo, en edades isotópicas y en estudios paleomagnéticos (Melbourne et al., 1993). Ambas secuencias fueron depositadas alrededor de 3 Ma. Las Tobas de Mesa El Tábaro

podrían corresponder a las unidades de la base de las Tobas Los Heme por arriba de Tpv (la única unidad correlacionada unequivocamente entre estas dos localidades). Además, las Tobas de Mesa El Tábaro tienen polaridad inversa, mientras que las unidades en la parte media superior de las Tobas Los Heme presentan polaridad normal (Melbourne, et al., 1993). La polaridad de las unidades hacia la base de las Tobas Los Heme está por definirse y ayudará a correlacionar estas dos secuencias. La correlación basada en los espesores y en las características mineralógicas y texturales no es definitiva debido a que estas unidades son de poco espesor (Fig. 4), y hacia el sur presentan interdigitizaciones con mas unidades de la Tobas Los Heme.

La fuente de las Tobas de Mesa El Tábaro, al igual que las Tobas Los Heme y la Toba de Valle Curbina debe estar al sur-sureste de la costa actual. Actualmente se ha localizado una estructura de colapso en la zona de Volcán Prieto que consiste en una falla normal de forma semicircular con echado de 45° al E (Fig. 3). Esta estructura afecta a la mayor parte de las Tobas

Tabla 3. Descripción litológica de las Tobas de Mesa El Tábano y Toba de Valle Curbina. La descripción corresponde a una columna compuesta en el NE de la PVP.

Unidad	Descripción litológica
Tpet-a	depósito de ceniza, coloro gris a amarillo claro, 20% líticos, 10% fenocristales, abundantes fiammes y recristalización de minerales de fase de vapor (lithophysae). Vitrófiro basal color negro, con devitrificación esferulítica. Plagioclasas > piroxeno > olivino.
Tpet-b	depósito de cenizas densamente soldadas, color morado a púrpura, < 10% líticos, 15-20% fenocristales. Presenta vitrófiro basal y abundantes fiammes (15-20%) hacia la cima. Plagioclasas > piroxeno > olivino.
Tpet-c	depósito de cenizas y lapilli lítico, no soldadas hacia la cima, ligeramente soldadas en la parte media inferior, cenizas no soldadas en la base
Tpet-d	depósito de lapilli pumítico, color gris verdoso, con pomez con dos coloraciones posiblemente de composición bimodal (?). Esta unidad tiene distribución local y sobreyace a Tmru en el flanco SE de Mesa El Tábano.

Los Heme, excepto a las unidades mas jóvenes que son el depósito de fragmentos aglutinados de lava y tres unidades de cenizas densamente soldadas, las cuales se acuñan sobre el plano de falla. En el bloque caído afloran depósitos proximales de tefra con fragmentos balísticos de obsidiana de hasta 1 m de diámetro. Esta unidad tiene una distribución local y se sitúa en la parte media-inferior de la secuencia. El depósito de fragmentos aglutinados de lava también sugiere una zona próxima a la fuente, lo que permite inferir que la fuente (o fuentes) de las rocas del Plioceno estaría situada hacia el E de la línea de costa actual.

Volcán Prieto (Tpb)

El Volcán Prieto junto con algunos derrames andesíticos situados fuera de la zona de estudio son las manifestaciones más recientes de la PVP. El Volcán Prieto (VP) es un volcán monogenético de 280 m de altura localizado en la costa central de la PVP y dentro de la estructura de colapso descrita anteriormente (Fig. 3). Está formado por coladas de andesita de aspecto lajeado y color gris oscuro, con textura vesicular en la parte superior de los derrames y variaciones texturales de afanítica a fanerítica. El edificio volcánico está construido en parte por depósitos de escoria y bloques estratificados con lavas. Los flancos están cubiertos por derrames fisurales de unos cuantos metros de espesor. Las lavas del Volcán Prieto sobreyacen a las Tobas Los Heme, aunque en el flanco sur, algunas coladas de lava subyacen a una unidad de cenizas soldadas que corresponde a la cima de Tplh.

En resumen, la estratigrafía volcánica en la franja oriental de la PVP incluye dos períodos de vulcanismo riolítico relacionados al rift del Golfo de California y sobreyacen en discordancia a rocas andesíticas del Mioceno medio. Estos períodos de vulcanismo ocurrieron en el Mioceno Tardío (Tmr) y a fines del

Plioceno Temprano (Tpr), respectivamente (Martín-Barajas et al., en prep.). El primero aflora en el NNW de la zona de estudio e incluye domos riolíticos y una secuencia de ignimbritas denominada Tobas El Canelo. La fuente de las Tobas El Canelo se situaba hacia el oeste, cerca del área de estudio. Esto último se infiere por el aumento de espesor en algunas unidades hacia el W y por la presencia de unidades compuestas de Tmec. Además, los domos riolíticos indican que la actividad volcánica estuvo concentrada en esta región durante el Mioceno Tardío. El segundo período comprende una serie de flujos piroclásticos que cubrieron en discordancia a las riolitas y a las Tobas El Canelo en el norte, y a las andesitas de arco en la parte sur. Ambos períodos incluyen lavas andesíticas en la etapa terminal. Las ignimbritas del Plioceno disminuyen en número y en espesor hacia el N y NW y se infiere que su fuente estuvo cercana a la parte sur de la zona de estudio y al E de la línea de costa actual.

Estructura

La zona de estudio está afectada principalmente por una serie de fallas normales de ángulo grande, que se presentan en un arreglo subparalelo de dirección N-S y localizadas a distancias de unos cuantos cientos de metros una de otra (Fig. 3). Los datos de fallamiento obtenidos corresponden a fallas que cortan a Tmr y a Tpr. Las fallas se orientan principalmente hacia el NNW y NE formando dos tendencias bien definidas al NNW-SE y al NE (Fig. 5a). En algunos casos, las fallas muestran estrías subhorizontales sobrepuestas a las estrías verticales en los planos de falla que indican una componente de rumbo. Esto indicaría que las mismos planos de falla han estado sujetos a cambios o permutaciones en la orientación de los vectores de esfuerzos principales. Con los datos de fallas con estrías bien definidas y tomando como criterio el

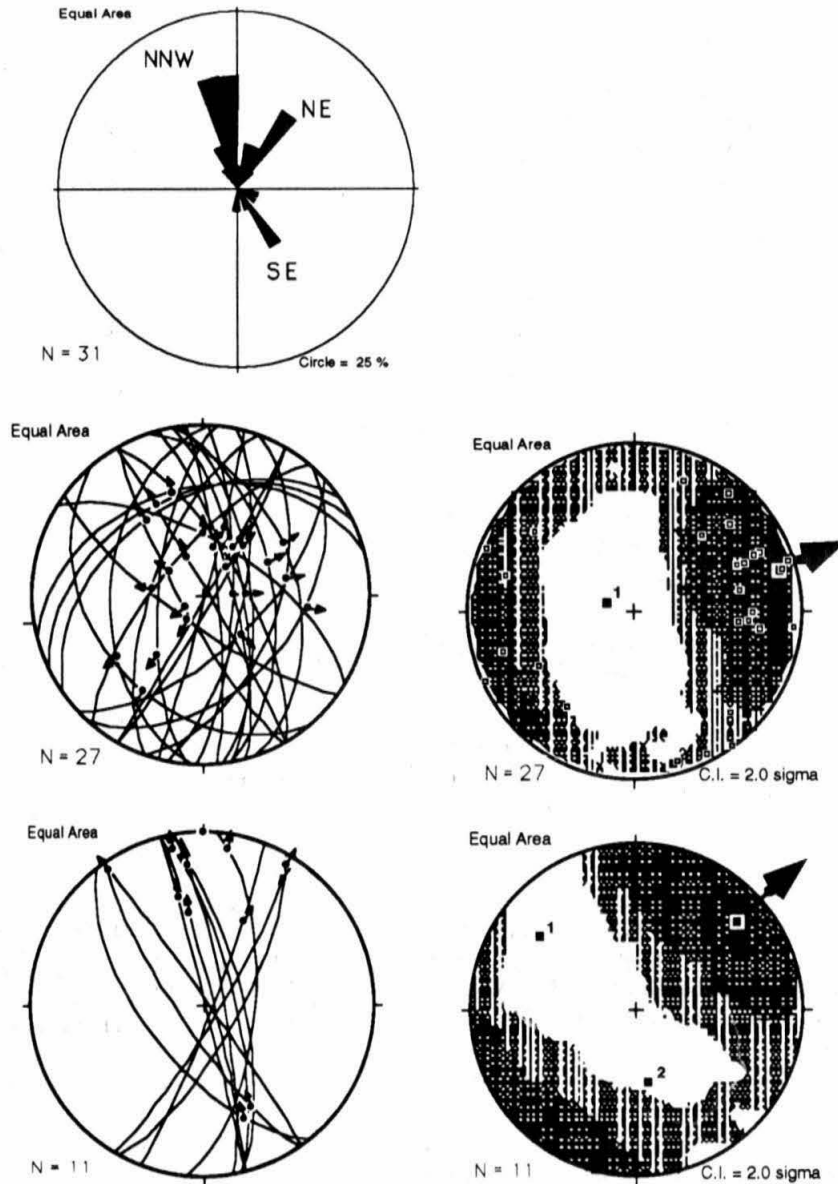


Fig. 5a Diagramas de rosas con la orientación de las fallas en la zona de estudio. 3b. Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de áreas iguales de fallas normales con datos de estrías (flechas). 3c proyección de los ejes y contornos de tensión con la ubicación de σ_3 en dirección ENE. 3d Proyección de las fallas con estrías subhorizontales en la zona de estudio. 3e Ejes y contornos de tensión obtenidos con los datos de las fallas con estrías subhorizontales. Notar la consistencia de σ_3 al NE y la permutación de σ_1 y σ_2 en la vertical. Los ejes de extensión se determinaron con el programa Faultkin 3.25 de R. Allmendinger et al., Cornell University, Ithaca, N.Y.

ángulo entre la estría y la horizontal sobre el plano de falla (*pitch*), se dividieron dos poblaciones de fallas, una con estrías verticales y otra con estrías subhorizontales (Fig. 5b y 5d). De esta división resultan dos familias de estructuras cuyo análisis cinemático muestra consistencia con la orientación promedio de σ_3 hacia el ENE (Fig. 5c). De acuerdo al tipo de

fallamiento observado, el análisis preliminar parece indicar una permutación de los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 , con σ_3 permaneciendo fijo sobre la horizontal y en dirección ESE-EW (Fig. 5e). Esto sugiere que el fallamiento normal y el fallamiento de rumbo resultaron del mismo régimen de esfuerzos durante el Mioceno tardío y el Plioceno.

El alineamiento de los domos en la misma dirección que las fallas normales que cortan a Tmr y Tpr sugiere que algunas fallas favorecieron el emplazamiento de las lavas. El relieve formado por las fallas normales formó estructuras de graben y medio graben que controlaron el flujo de las lavas y el depósito de los flujos piroclásticos. Por ejemplo, en una falla paralela al Arroyo La Cantera, en el bloque de piso Tmr no sobreyace a Tmec que está directamente subyaciendo a las ignimbritas del Plioceno. Del lado del bloque de techo aflora Tmr con un espesor de cerca de 70 m sobreyaciendo a Tmec, lo que sugiere que la falla es anterior a la riolita superior y ejerció un control topográfico en el flujo de la lava. Otras evidencias de fallamiento activo durante el depósito de las Tobas El Canelo es el basculamiento de las unidades. Las unidades en la base de la secuencia presentan foliación eutaxítica con basculamiento de 25° a 30° al ENE, el cual disminuye hacia el alto de la secuencia (5-10°). En la secuencia de Tobas Los Heme se observa esta misma diferencia en el basculamiento de las unidades siendo mas pronunciados en la base (25-30°) con respecto a la cima (10°-15°). En estos casos el basculamiento de las unidades parece estar relacionado al movimiento progresivo de las fallas.

Las fallas normales a lo largo de la costa afectan a las rocas volcánicas mas jóvenes. El cono del Volcán Prieto está afectado por fallas normales y fracturas con orientación N-NW a N-NE, consistentes con la tendencia general de las fallas en las ignimbritas. Esto sugiere que el proceso de extensión se manifestó por lo menos hasta fines del Plioceno en esta zona.

PETROGRAFIA

Las características petrográficas se basan en descripciones de muestras de mano y en descripciones de láminas delgadas. Los análisis de microsonda se obtuvieron en algunas unidades representativas de los principales paquetes.

Grupo 1

Andesitas asociadas al arco volcánico (Tma).

Las andesitas y dacitas son faneríticas de grano medio y color gris claro. En lámina delgada presentan textura porfírica a microporfírica, con una matriz generalmente vítrea a microcristalina. El dique de andesita basáltica que corta el depósito del cono cinerítico en el Arroyo Los Heme, es afanítico y presenta textura microporfírica, con oxidación selectiva de ferromagnesianos. La hornblenda basáltica (oxihornblenda) es el mineral accesorio más abundante en las andesitas y dacitas. Generalmente se presenta en forma de fenocristales orientados en la

dirección de flujo definiendo una textura pseudotraquítica. En lámina delgada, los cristales de hornblenda presentan halos de oxidación. Las plagioclasas con frecuencia muestran zoneamiento composicional con núcleos de labradorita (An₅₀₋₇₀) y anillos de andesina (An₃₀₋₅₀) (Fig. 6). Los cuellos andesíticos contienen diopsida en cristales ópticamente zoneados, pero de composición homogénea (Fig. 7).

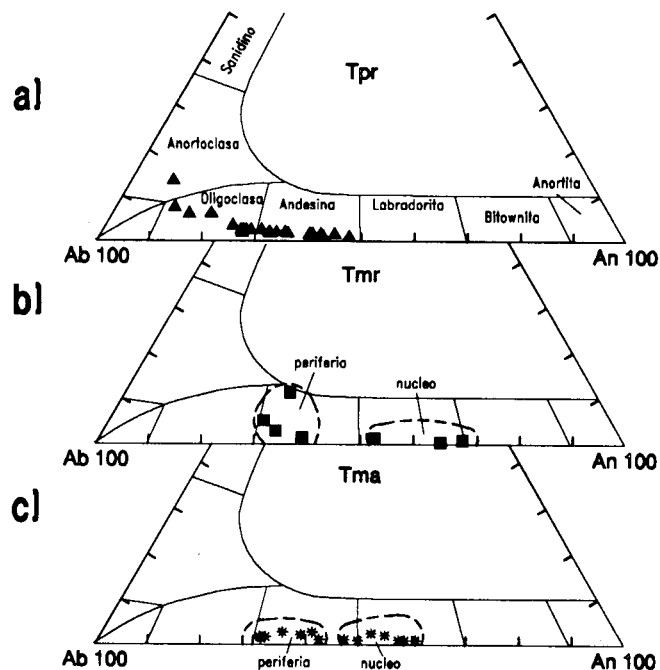


Fig. 6 Diagrama de tres componentes con la composición normativa de las plagioclasas. a) Tpr, muestras I-16 (Tpet), I-7 (Tph), P-35B (Tpet), III-6 (Tpet), MT-91-07 (Tpvc), III-2 (Tpet). b) Tmr, muestra 2-V-2 (Tmba), III-11 (Tmr). c) Tma, muestras II-1, II-12 (Tma). Datos en Tabla 4 en apéndice.

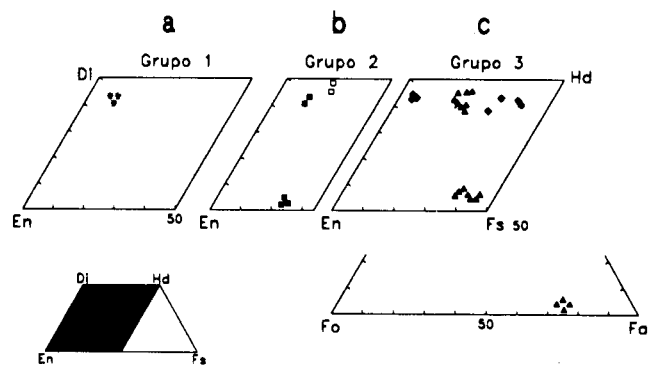


Fig. 7 Cuadriláteros con la composición normativa de los piroxenos. a) Tma, b) Tmr, c) Tpr. Datos en Tabla 5 en apéndice.

Grupos 2 y 3 **Unidades asociadas al rift** **Riolitas (Tmrl y Tmru).**

Las lavas de riolíticas son afáníticas, con menos de 5% de fenocristales, principalmente plagioclasas sódicas (oligoclasa-andesina), clinopiroxeno y minerales opacos, con una matriz vítrea a parcialmente recristalizada. La desvitrificación es radial, esferulítica con desarrollo de textura axiolítica fibrocristalina de feldespato alcalino (Or₄₀₋₅₀) y cristobalita (Fig. 6). Es común observar calcita microcristalina diseminada en la matriz y asociada a microfracturas. Los cristales de clinopiroxeno (augita ?) son euhedrales y muestran halos de oxidación y alteración a lo largo de los planos de clivaje.

Andesitas basálticas (Tmba).

Las andesitas basálticas son afáníticas, de color gris oscuro. Presentan textura microlítica de flujo, con 5-10% de fenocristales de plagioclasa, algunas con zoneamiento composicional con núcleos de labradorita-bitownita y anillos de andesina (Fig. 6). Presentan microfenocristales de clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno (broncita) (Fig. 7), y cristales de olivino con alteración selectiva a iddingsita. Algunos microfenocristales de piroxenos muestran también halos de oxidación y alteración del centro a la periferia. También presentan abundantes minerales opacos en la matriz.

Tobas El Canelo.

En esta secuencia la unidad de la base es una toba rica en cristales (25-30%) con plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo en una matriz vitroclástica. Esta asociación mineralógica es poco usual entre las Tobas El Canelo ya que las unidades hacia la cima no contienen cuarzo ni feldespato alcalino. La unidad 6 situada en la cima (Tabla 1) contiene 20% de cristales, principalmente ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa. No se tienen análisis químicos de los fenocristales.

Toba de Valle Curbina (Tpvc).

Mineralógicamente esta unidad se caracteriza por su contenido de biotita, trazas de clinopiroxeno (diopsida-ferroaugita) y trazas de hornblenda. Las plagioclasas son principalmente andesina (Ab₅₀₋₇₅) y prácticamente no contiene cuarzo. Los fragmentos líticos son principalmente de riolita y en menor cantidad de pórfido andesítico, andesita basáltica y granito. Una característica de Tpvc es la composición bimodal del vidrio volcánico, el cual presenta dos coloraciones, uno rojo oscuro-negro y otro incoloro.

Ambos son de composición riolítica (73.5-74.1% SiO₂, respectivamente) con una diferencia 1 a 2% de sílice y el primero ligeramente más rico en FeO (1.41 y 1.38 %, respectivamente). El contenido de líticos varía de un 20% a un 10% en muestra de mano, y disminuye hacia el NNW en la parte distal de esta unidad. La composición mineralógica de Tpvc es similar a la unidad en la base de la secuencia de Tobas Los Heme. No obstante, hacia la cima los depósitos de cenizas soldadas con plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y trazas de olivino predominan.

Tobas de Mesa El Tábano. (Tpet).

Los depósitos de cenizas soldadas de Tpet y de algunas unidades de Tplh se caracterizan por la asociación de plagioclasas, minerales opacos, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Las unidades a, b y c presentan olivino en trazas (Fo₂₅) (Fig. 7), algunos con alteración incipiente a iddingsita. Tanto las plagioclasas como los piroxenos se presentan en cristales euhedrales y en cristales fragmentados en matriz vitroclástica. La composición de las plagioclasas varía de andesina a oligoclasa (Ab₈₀₋₇₀) y contienen clinopiroxeno augita y pigeonita. Los fenocristales de ortopiroxeno analizados son hiperstena (En₅₀₋₆₀) (Figs. 6 y 7).

Volcán Prieto.

Las lavas presentan variaciones texturales de faneríticas a afáníticas. Las coladas faneríticas son de grano medio a grueso (1-5 mm) con fenocristales de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasas y olivino en una matriz con textura microlítica de flujo. La matriz está compuesta principalmente por plagioclasas de hábito acicular y minerales opacos. Los piroxenos y plagioclasas se presentan en texturas glomerofíticas y en menor proporción en cristales individuales. Los fenocristales no muestran texturas de adsorción y sólo el olivino muestra halos de oxidación.

COMPOSICION QUIMICA DE LAS ROCAS VOLCANICAS

La descripción de la composición química está orientada a resaltar las diferencias entre las rocas andesíticas atribuidas al antiguo arco volcánico (>14 Ma) y las rocas contemporáneas al desarrollo del rift (<11 Ma). Las andesitas y andesitas basálticas contemporáneas a Tmr y a Tpr son las rocas más máficas y se incluyen en estos grupos. Con fines comparativos y a fin de mostrar la diversidad de las afinidades geoquímicas en las rocas atribuidas al arco volcánico del Mioceno, se incluyeron muestras de basaltos de la zona de Valle Chico, fechados en 17 y 20 Ma (Stock, 1989).

Las unidades contemporáneas al rift son predominantemente riolitas y dacitas, con algunas coladas de andesitas basálticas dentro de la secuencia. Las rocas de arco (Tma) son principalmente de andesitas y basaltos. A partir de la composición de elementos mayores se observan algunas diferencias entre estos dos grupos (Fig. 8).

Sílice. El contenido de sílice en Tmr-Tpr varía de 55% a más de 74%. Se observa un hueco entre 64% y 70% de SiO_2 y predominan las unidades de composición riolítica (Fig. 8). Asociadas a las tobas y lavas riolíticas se tienen coladas de andesita basáltica (55-57% SiO_2) y de andesitas que constituyen junto con el Volcán Prieto, las rocas más máficas asociadas al rift.

En las andesitas de arco los contenidos de sílice varían de 59% a 67%, con valores extremos de 49 y 50% de SiO_2 para los basaltos de Valle Chico. Las andesitas basálticas en Tma tienen un rango de 55 a 57% de SiO_2 . Las muestras corresponden al depósito de cono cinerítico y a una lava del Arroyo Los Heme.

Aluminio, hierro y titanio. En Tmr-Tpr el contenido de Al_2O_3 varía de 12.8% a 16.4% y en general disminuye con el aumento de sílice (Fig. 8). La disminución de Al_2O_3 con respecto al aumento de sílice presenta un escalón entre 62 y 69% de SiO_2 que se observa también en el gráfico de MgO . En las rocas pre-rift el contenido de Al_2O_3 es muy variable, principalmente en los basaltos de Valle Chico y en andesitas de Tmr. Dos muestras de basalto de Tma tienen muy baja concentración (13.0 y 15.8%) que podría estar relacionada a la cristalización fraccionada de plagioclasas. Tres muestras de andesitas de rift se apartan del tren que se observa (Fig. 8).

El hierro muestra una disminución lineal con el aumento de sílice en todas las unidades y varía de 1.3 a 6.8 %. Las lavas más básicas presentan un contenido muy similar, cercano a 6% que se observa tanto en Tma como en las andesitas basálticas asociadas a Tmr-Tpr. Algunas tobas pumfíticas muestran mayor contenido de hierro total.

El contenido de TiO_2 forma dos agrupamientos de andesitas y dacitas del rift. Un grupo de muestras TiO_2 está enriquecido (0.8 a 1.18% de TiO_2). Otro grupo está empobrecido igual que las andesitas y dacitas de arco. Las riolitas de Tmr-Tpr muestran una disminución más regular de TiO_2 con el aumento de la sílice.

Calcio y Magnesio. En ambos grupos, el contenido de magnesio muestra una disminución importante

alrededor de 63% de SiO_2 . Los basaltos asociados al arco (Tma) tienen un alto contenido de MgO , y solo las andesitas de Volcán Prieto y del oeste del Cerro Canelo muestran contenidos de Mg normativo ($\text{Mg\#} = (\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}))$) iguales o superiores a los basaltos de Valle Chico (Tabla 6). Las andesitas asociadas a Tmr (Tmba) tienen por el contrario, los valores más bajos de Mg\# (33-35).

El calcio se correlaciona negativamente con la sílice y presenta una fuerte disminución en las riolitas y dacitas que posiblemente está relacionada a la cristalización fraccionada de plagioclasas. En Tma el contenido de CaO varía de 5.0% a 8.7%, y se observa que el contenido de CaO en los basaltos de Valle Chico presentan menor concentración que la tendencia (Fig. 8), mientras que en Tmr-Tpr la variación es de 1% a 9% de CaO .

Alcalis y agua estructural. Es importante remarcar que las andesitas de Tmr-Tpr están empobrecidas en K_2O comparación con las rocas atribuidas al vulcanismo de arco. Dos muestras de basalto asociado a las andesitas de arco presentan contenidos de K_2O entre 2.3 y 2.8%; significativamente más elevados que los basaltos y andesitas de Tma con afinidad calcialcalina (1.1%).

El sodio es el elemento que presenta mayor dispersión en los diagramas de Harker (Fig. 8). Una posible explicación radica en la sensibilidad del sodio al proceso de desvitrificación principalmente en las ignimbritas y lavas riolíticas. La desvitrificación secundaria, sistemáticamente disminuye el contenido de Na y aumenta relativamente el de K , mientras que la hidratación (perlitización) y lixiviación oxidan FeO y remueve Si y Na (Lipman, 1965; Conrad, 1984). En el gráfico de FeO y K_2O los análisis no muestran dispersión de los valores en las rocas félsicas lo que indica que las muestras no están alteradas. La dispersión en los valores de Na_2O se debe a la desvitrificación incipiente de algunos vitrófiros en la base de las tobas y en lavas riolíticas.

Los contenidos de agua estructural son sistemáticamente más elevados en las andesitas de arco y varían en el rango de 1.0 a 2.3%. Esta característica se refleja en su composición mineralógica, específicamente con la abundancia de hornblenda. En Tmr-Tpr, el contenido de agua estructural es mucho menor, y las muestras analizadas muestran variaciones de 1.0 a 0.5% de H_2O , con un incremento a 1.5% en algunas muestras de tobas no soldadas y ligeramente zeolitizadas (Tabla 6).

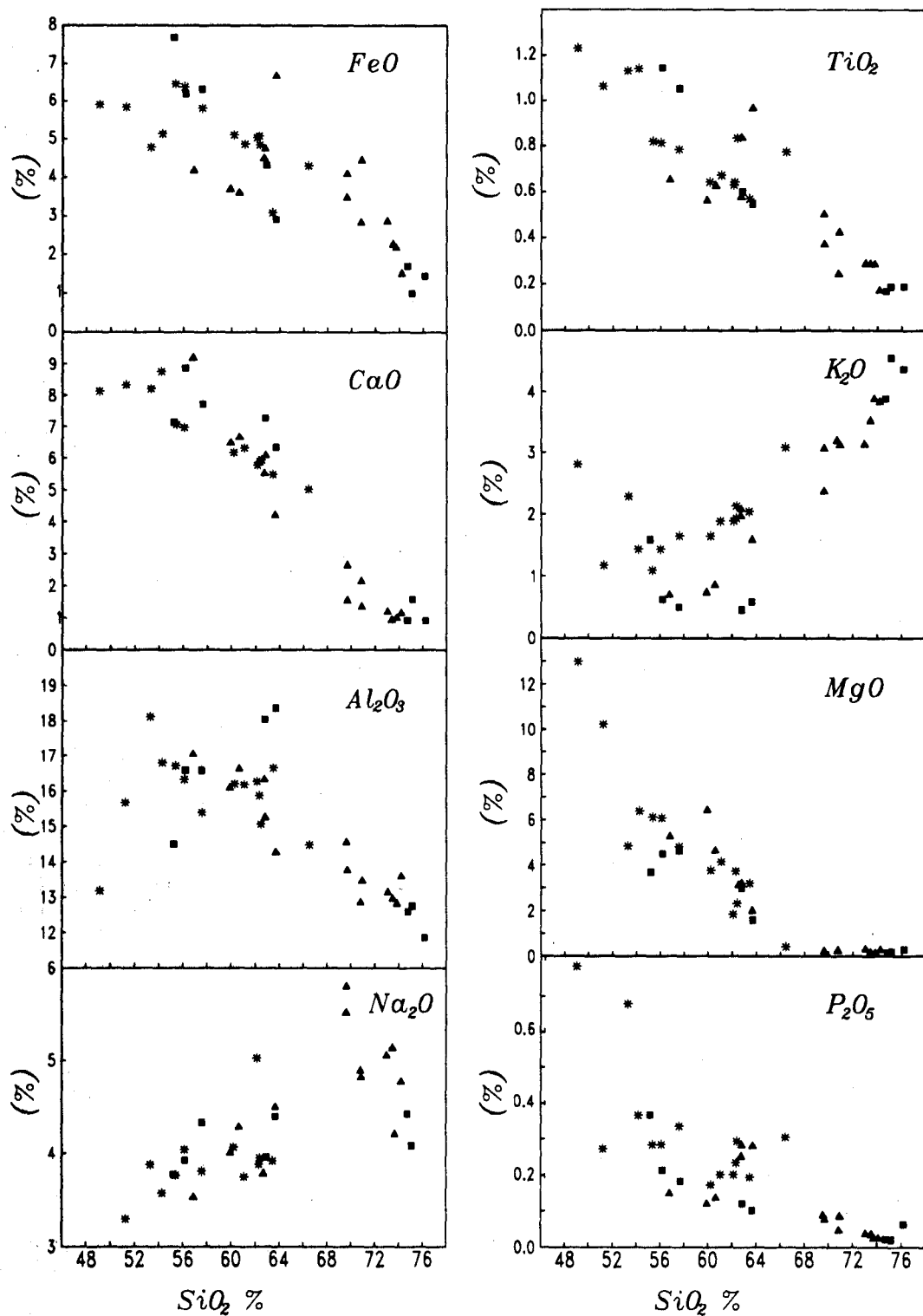


Fig. 8 Diagramas de variación en los contenidos de elementos mayores vs. sílice de los principales grupos de rocas. Los asteriscos corresponden a las rocas atribuidas al arco volcánico (Tma: Grupo 1). Los cuadros llenos corresponden a las rocas de ca. 6 Ma (Tmr-Tmba: Grupo 2). Los triángulos corresponden a las ignimbritas y andesitas del Plioceno (Tpr-Tpba: Grupo 3). Datos en Tabla 6.

A partir de la composición de los álcalis, tanto las rocas atribuidas al volcanismo de arco y las rocas asociadas al rift muestran afinidades calcialcalinas (Fig. 9). Debido a la dispersión en los contenidos de Na_2O no se incluyeron las riolitas ya que algunas muestras presentan desvitrificación incipiente. Dos de los basaltos de Valle Chico son alcalinos y representan una "anomalía" considerando el ambiente de arco volcánico al que están asociados. Estos basaltos se sitúan en la base de la secuencia volcánica del Mioceno Temprano y sobreyacen al basamento granítico (Cretácico) y a sedimentos continentales derivados de éste (Stock, 1989; 1993).

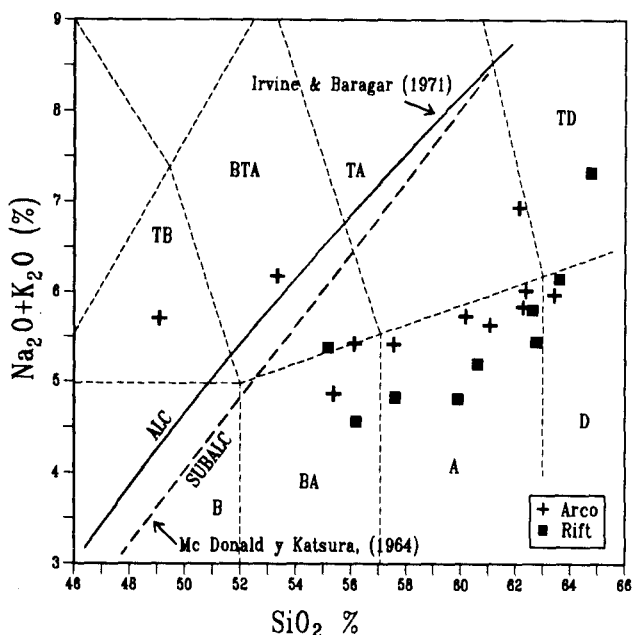


Fig. 9 Gráfico de contenido de álcalis vs. cuarzo. Los cuadros negros (Tmr-Tpr) son andesitas y dacitas asociadas al rift (Grupos 2 y 3). Las cruces son andesitas y basaltos atribuidos al arco volcánico (Grupo 1). Los límites en los campos para rocas volcánicas son de LeBas et al. (1987). B, basalto; A, andesita, TB, traquibasalto; BTA, traquiandesita basáltica; TA, traquiandesita. Datos en la Tabla 6 en apéndice.

En otro diagrama de discriminación de rocas ígneas (Miyashiro, 1974), los datos de las rocas asociadas al rift muestran que algunas riolitas se sitúan en el campo toleítico (Fig.10). Esto no se atribuye a la desvitrificación ya que las muestras que presentan dispersión en Na_2O no fueron incluidas. No obstante, el mayor número de muestras analizadas se sitúan en el campo subalcalino.

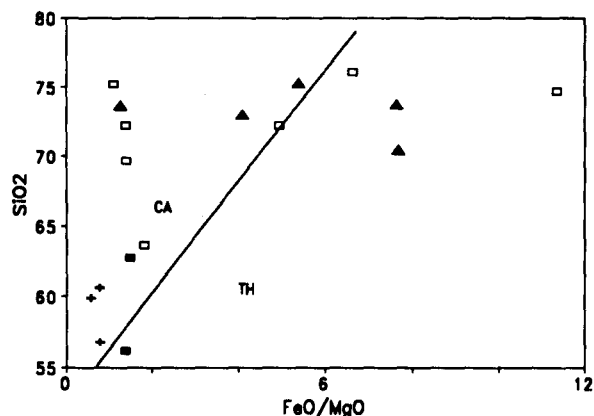


Fig. 10 Diagrama de clasificación de series subalcalinas y toleíticas (Miyashiro, 1974) de las rocas asociadas al rift en el E-NE de la PVP. FeO^* = hierro total. Datos en Tabla 6 en apéndice.

DISCUSION

En el NW de la PVP, dos factores principales parecen controlar el vulcanismo durante el Mioceno tardío y Plioceno: 1) extensión E-W y fallamiento normal como zonas de debilidad (conductos) y como control topográfico en la depositación, 2) mezcla de magmas a alta temperatura a nivel cortical. Tanto las características químicas y mineralógicas como las relaciones estructurales observadas en el área de estudio, son consistentes con estas observaciones.

Relación entre vulcanismo y extensión

El control estructural en el emplazamiento de las rocas volcánicas de la PVP, se manifiesta por los cambios de espesor de los depósitos piroclásticos y la orientación de los domos riolíticos. Las fallas funcionaron como zonas de debilidad para el emplazamiento de algunos domos. Por otra parte, la variación en el espesor de las rocas volcánicas está relacionada a las características del evento volcánico (efusivo o explosivo). La Toba de Valle Curbina, por ejemplo, puede clasificarse como un flujo piroclástico con alta concentración de partículas, posiblemente emplazado a baja temperatura, en donde la topografía jugó un papel importante en su distribución. En contraste, las tobas soldadas de Tpr son unidades que presentan menor espesor pero comparativamente mas uniforme y con mayor distribución dentro del área. En la zona de estudio, los espesores de las unidades de enfriamiento en la secuencia del Plioceno, sugieren erupciones con volúmenes relativamente pequeños. Aunque se desconoce la existencia de una estructura caldérica al este de la línea de costa actual, los espesores pequeños de las unidades posiblemente no

ocasionaron grandes estructuras de colapso. La Toba de Valle Curbina, que es la unidad de mayor espesor en la secuencia del Plioceno se le calcula un volumen mínimo del orden de 5 km^3 , no obstante, se desconoce su distribución hacia el este de la línea de costa actual. La estructura de colapso que bordea al Volcán Prieto es relativamente pequeña (2-3 km) y solo afecta a parte de la secuencia, y aunque es especulativo, es posible que la subsidencia debida a las erupciones de las ignimbritas haya producido este tipo de estructuras pequeñas

La actividad de las fallas debió ser contemporánea al emplazamiento de los paquetes de ignimbritas y lavas durante ambos períodos de volcanismo sinrift. Las unidades hacia la base de ambas secuencias presentan mayor basculamiento que las unidades hacia la cima. Esto se observa en Tplh en el Arroyo Los Heme, y en Tmec, en el Arroyo La Cantera en donde el basculamiento de las ignimbritas disminuye de manera sensible hacia la cima e indican el movimiento progresivo de las fallas. Localmente, los depósitos marinos interestratificados entre Tmr y Tpr en Valle Curbina contienen discordancias angulares asociadas al movimiento de fallas sinsedimentarias (Martín-Barajas et al., este volumen)

El análisis preliminar de los datos estructurales en fallas que cortan a Tmr y a Tpr indica que la deformación está asociada a una extensión en dirección E-NE con σ_3 en la horizontal y σ_1 en la vertical. La permutación de los esfuerzos principales σ_1 y σ_2 que se observa en el análisis de las fallas de rumbo y de las fallas normales parece ser común en regímenes extensionales (e.g. Angelier et al., 1985). En áreas situadas en la Sierra de San Fermín al norte, y en la zona del escarpe del Golfo al oeste, se han documentado fallas sinestrales con rumbo NE. En la Sierra de San Fermín estas fallas definen límites de bloques rotados en el sentido de las manecillas del reloj (Claudia Lewis, com. pers. 1992), y en la zona del escarpe, algunas fallas jóvenes sinestrales de rumbo E-NE forman una cuenca interna tipo "pull apart" (J. Stock, trabajo en curso). Esto significa que la deformación en zonas aldañas a la zona de estudio se ha manifestado con diferentes estilos, pero igualmente asociados al sistema transtensivo del Golfo. Por otra parte, a pesar que en la zona de estudio no se ha definido un cambio en el régimen tectónico para el Plioceno y el Cuaternario, en fotos aéreas y en reconocimientos de campo se han detectado lineamientos y fallas en dirección NE y NW que atraviesan el aluvión cuaternario del Arroyo Matomí, pero aún se desconoce el tipo y la cantidad de movimiento de estas fallas.

Trabajos previos en la zona del escarpe del golfo (Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges., 1990) indican que una primera fase de extensión se inició entre 11 y 6 Ma en la porción occidental de la PVP, seguido de otra fase de extensión alrededor de 6 Ma que provocó la discordancia angular entre las Tobas El Canelo, la unidad de riolita superior (Tmr) y las ignimbritas del Plioceno en la zona de Mesa El Tábano (Gastil et al., 1979; Stock et al., 1991; Martín-Barajas et al., en prep.). El fallamiento normal y el basculamiento de las unidades del Plioceno en la franja costera de la PVP indican que el proceso de extensión continuó durante el Plioceno Tardío en esa zona. Las ignimbritas del Plioceno hacia el W de los arroyos La Cantera y Canelo, además de acuñarse, no están basculadas y se infiere que las actividad de las fallas normales y el vulcanismo explosivo se desplazó hacia el E durante el Plioceno. Lo anterior establece una relación temporal entre el vulcanismo explosivo y el proceso de extensión; ambos son mas jóvenes hacia el E.

Características petrológicas y posible origen del magmatismo sinrift.

Las características mineralógicas y geoquímicas del vulcanismo asociado al rift en el NE de Puertecitos, sugieren cámaras magmáticas muy diferenciadas y a alta temperatura. El vulcanismo podría ser resultado de un proceso de mezcla de magmas. La composición mineralógica de ortopiroxeno, clinopiroxeno y trazas de olivino en las riolitas es consistente con esta idea, y posiblemente las andesitas Tmba y Tpba representan estas cámaras magmáticas y menos contaminadas con material de la corteza, como sugiere el bajo contenido en K_2O y de P_2O_5 . Aunque volumétricamente subordinadas a las riolitas, las andesitas sugieren vulcanismo bimodal.

Para explicar la variedad (riolita-dacita-andesita) y el origen del magmatismo se tienen dos posibles explicaciones; una explicación podría ser el zonamiento de la cámara magmática, y otra posible explicación es que la variación está asociada a la intrusión y mezcla de magmas máficos mas calientes que favorecieron haber favorecido el inicio de la actividad volcánica. La asociación mineralógica; plagioclasas, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y olivino en algunos casos, así como la escasa presencia de biotita y hornblenda es consistente con esta segunda hipótesis. Esta asociación mineralógica también se observa en las lavas andesíticas Tmba y Tpba y se infiere que este magma pudo haber sido emplazado a niveles mas someros e interactuado con magmas mas diferenciados.

Los datos sobre la composición química de las ignimbritas no permiten aún establecer la evolución de la cámara, ó cámaras magmáticas en las dos secuencias (Tmec y Tplh). No obstante, en términos generales ambas secuencias presentan características petrológicas similares y pueden corresponder a un proceso similar de magmatismo asociado a extensión de la corteza que se manifestó en dos episodios separados por un período de 2.5 Ma de aparente calma. En ambas secuencias las ignimbritas son principalmente riolitas con algunas unidades dacíticas intercaladas en la secuencia del Plioceno. Ambos períodos de volcanismo presentan coladas andesíticas en la etapa terminal. Esta asociación riolita-andesita podría representar volcanismo bimodal, como sugiere el hueco en el contenido de SiO_2 entre 64 a 70 %. No obstante, solo el análisis de isótopos radioactivos y de elementos trazas podría definir la relación genética entre las andesitas y el volcanismo riolítico predominante.

Aunque con los datos disponibles es difícil evaluar el grado de cristalización fraccionada y/o de asimilación en la diferenciación, se observan algunas características que sugieren estos procesos en las rocas asociadas al rift. Los fenocristales de plagioclasas en las andesitas de Tmr presentan zoneamiento de labradorita-bitownita en el núcleo y composición de oligoclasa-andesina en la periferia. Además, la composición de las rocas muestra una disminución fuerte en Al_2O_3 y CaO en las rocas de composición dacítica, la cual podría estar relacionada a la cristalización fraccionada de plagioclasas y de clinopiroxeno.

Una diferencia en el estilo de magmatismo entre los dos ciclos de volcanismo sinrift es la importante actividad efusiva en domos riolíticos hacia los 6 Ma. Este tipo de actividad no se ha documentado en el Plioceno en la zona de estudio, aunque es posible que haya ocurrido en la zona al E de la actual línea de costa. Las características físicas de los piroclastos en ambas secuencias sugieren erupciones magmáticas. En Tmr y en Tpr, el contenido de líticos en las ignimbritas pocas veces excede 25% y predomina el material juvenil (vidrio). Esto indicaría que el proceso de fragmentación fue principalmente por efecto de vesiculación (Cas y Wright, 1987). A pesar de esto, la interacción de los conductos de lava con el agua de mar podría explicar en parte la intensa actividad explosiva. La interacción seguramente ocurrió como sugieren los depósitos de caída libre asociados a los domos riolíticos, los cuales posiblemente se originaron por explosiones freáticas o fratomagmáticas. Además,

se tienen depósitos marinos someros interstratificados en la secuencia y algunas erupciones debieron efectuarse en ambiente submarino.

La presencia de basaltos alcalinos y basaltos calcialcalinos asociados al arco volcánico del Mioceno Temprano (basaltos de Valle Chico) es interesante ya que indica una diversidad en la fuente del vulcanismo contemporáneo a la subducción. En los basaltos alcalinos el empobrecimiento de Al_2O_3 y la disminución de CaO sugieren cristalización fraccionada de plagioclasas en comparación con los basaltos y andesitas con afinidad calcialcalina. Las características mineralógicas y geoquímicas de las andesitas en el Arroyo Los Heme, dentro de la zona de estudio, indican que estas rocas forma parte del arco volcánico del Mioceno, cuyo eje se localizó en la franja oriental de la actual península durante el Mioceno temprano y medio (Hausback, 1984; Sawlan, 1991). Las edades isotópicas de 16 Ma en andesitas del Arroyo Los Heme (Martín-Barajas et al., en prep.) y edades de 14.5 Ma en andesitas de la región de Valle Chico (Stock, 1989) sugieren que el vulcanismo asociado al arco volcánico en esta latitud disminuye o termina hacia los 15 Ma. A partir de los 11 Ma y principalmente alrededor de 6 Ma, volúmenes importantes de piroclastos y lavas de composición riolítica aparecen como las primeras manifestaciones asociadas a la extensión de la corteza (Stock, 1989; Stock et al., 1991). La asociación entre vulcanismo y extensión permite especular sobre el origen de las cámaras magmáticas. Su formación podría estar asociada al levantamiento de las isotermas, con posible contribución del manto ó de una corteza transicional cuya composición difiere de la corteza continental. La formación de las cámaras magmáticas estaría relacionada a un proceso adiabático por extensión durante el rift (e.g. Bailey, 1983).

CONCLUSIONES

En el NE de la Provincia Volcánica de Puertecitos, las rocas volcánicas contemporáneas con el rift sobreyacen en discordancia a andesitas atribuidas al arco volcánico del Mioceno. El volcanismo de rift ocurrió en dos ciclos eruptivos. El primero y mas importante ocurrió en el Mioceno Tardío (ca. 6 Ma) y está compuesto de domos riolíticos, derrames de andesita y de una secuencia de mas de 300 m de espesor de rocas piroclásticas (Tobas El Canelo). La fuente de las Tobas El Canelo debió estar al oeste de la zona de estudio. El segundo paquete consiste de una serie de coladas piroclásticas de aproximadamente 200 m de espesor (Tobas Los Heme, Toba de Valle Curbina y Tobas de Mesa El Tábano) emplazadas durante el

Plioceno temprano (ca. 3 Ma). Su fuente estaría situada en la parte suroriental de la PVP, hacia donde se incrementa el espesor, el número de unidades y afloran los depósitos piroclásticos proximales. Esta segunda fase de vulcanismo explosivo culminó con la formación de un volcán monogenético de composición andesítica (Volcán Prieto) y con coladas andesíticas al W del Cerro Canelo.

El control estructural del vulcanismo de rift está evidenciado por tres puntos principales: 1) el fallamiento en Tmr y Tpr corresponde a un tensor de esfuerzos con σ_3 en la horizontal en dirección ESE a ENE, que es consistente con la orientación de las fallas con planos de falla sin estrías, y con el lineamiento de los domos riolíticos. 2) La variación en el espesor de los depósitos piroclásticos y de algunas coladas están en parte relacionadas a la paleotopografía. Las fallas formaron estructuras de graben y medio graben que controlaron la depositación de las ignimbritas. 3) El basculamiento mas intenso de las unidades hacia la base de las secuencias de Tobas El Canelo y de las Tobas Los Heme sugieren un movimiento progresivo de las fallas durante la depositación de las ignimbritas.

La composición mineralógica y las características geoquímicas de las rocas asociadas al rift sugieren erupciones magmáticas de magmas diferenciados pero de alta temperatura, que resultaron de un proceso de mezcla. Las andesitas asociadas al rift podrían representar magmatismo bimodal y provenir de cámaras magmáticas profundas, que posiblemente interactuaron con cámaras magmáticas someras y mas diferenciadas. La afinidad geoquímica calcialcalina en las rocas asociadas al rift parece reflejar la composición de la corteza continental. No obstante, el empobrecimiento en K_2O y P_2O_5 de las andesitas y andesitas basálticas, junto con sus variaciones en el contenido en Mg y Ti y la ausencia de minerales hidratados indican que estas lavas pudieron derivar de magmas primarios con posible afinidad toleítica y presentan diferentes grados de contaminación con material de la corteza.

La sucesión de eventos volcánicos en la PVP permite documentar una transición de vulcanismo de arco a vulcanismo de rift durante el Mioceno, y permite documentar diversos estilos de deformación asociada a la tectónica transtensional en la etapa temprana del actual Golfo de California.

REFERENCIAS

- Angelier, J., B. Colletta, E.R. Anderson, 1985. Neogene paleostress changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona. *Geological Society American Bulletin*, 96, p. 347-361.
- Araña, V. y Ortiz, R., 1984. *Vulcanismo*, Rueda (Editor), Madrid, 509 p.
- Araña, V. y Lopez, J., 1974. *Volcanismo. Dinámica y petrología de sus productos*. Itsmo (Editor), Madrid, 481 p.
- Arculus, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magmas genesis. In: S.D. Weaver and R.W. Johnson (Editors), *Tectonic Controls on Magmas Chemistry*, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 1-12.
- Atwater, T.M., Severinghaus, J.P., 1989. Tectonic map of the northeast Pacific. In: E.L. Wintered, D.M., Hussong, y R.W. Decker (Editors), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*: Boulder, CO, Geological Society of America, The Geology of North America, v. N., p. 15-72.
- Bard, J.P., 1986. *Microtextures of igneous rocks*. D. Reidel Pub. Co., 264 p.
- Bailey, D.K., 1983. The chemical and thermal evolution of rifts. In: P. Morgan and B.H. Baker (Editor), *Processes of Continental Rifting*, Tectonophysics, v. 94, p. 585-597.
- Cas, R.A. and Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions*, Allen & Unwin (Editors.), London, 528 p.
- Conrad, W., 1984. The mineralogy and petrology of compositionally zoned ash flow tuffs and related silicic volcanic rocks, from the McDermitt caldera complex, Nevada-Oregon, *Journal of Geophysical Research*, v. 89, No. B10, p. 8639-8664.
- Curry, J.R. y D.G. Moore, 1984. Geologic history of the mouth of the Gulf of California. In: Crouch, J.K., y S.B. Bachman, (Editors), *Tectonic and Sedimentation Along the California Margin*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 38: 17-36.
- Delgado Argote, L., M. López Martínez y M. C. Perrillat, 1992. Edad del vulcanismo y de la fauna en sedimentos asociados de Bahía de Los Angeles, Golfo de California. *Geos*, Vol. 12, No. 5, p. 81.
- Demant, A., 1981. Plio-Quaternary volcanism of the Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. In: L. Orlied and J. Roldan-Q (Editors), *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: field guides and papers*, Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, Hermosillo, Son, Mexico, p. 295-305.
- Dokka, R.K. y R. H. Merriam, 1982. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico, *Geological Society American Bulletin*, v. 93, p. 371-378.
- Fisher, R.V., 1961. Proposed clasification of volcanoclastic sediments and rocks, *Geological Society American Bulletin*, v. 72, p. 1409-1414.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D. y Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geological Society American Bulletin*, Part I, v. 90, p. 839-857.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips y E.C. Allison, 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California, *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.
- Hamilton, W., 1971. Recognition on space photographs of structural elements of Baja California, *U.S. Geological Survey Profesional Paper* 718, 26 p.

- Hausback, B.P., 1984. Cenozoic volcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In: V.A. Frizzell, Jr. (Editor), *Geology of the Baja California Peninsula*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 219-236.
- Lipman, P.W., 1965. Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks, *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1201-D, p. D1-D24.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1987. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal Petrology*, v. 77, p. 24-37.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California, In: E.L. Wintered, D.M., Hussong, y R.W. Decker (Editors.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*: Boulder, CO, *Geological Society of America*, The Geology of North America, v. N, 499-522.
- Martín-Barajas A., J. Stock, P. Layer, B. Hausback and P. Renne M. Lopez-Martínez. Arc-rift transition Vulcanism in the Puertecitos Volcanic Province, Northeastern Baja California, México, en preparación.
- Martín-Barajas A., M. Téllez-Duarte y G. Rendón-Márquez. Estratigrafía y ambientes de depósito de la secuencia marina de Puertecitos, NE de Baja California. Implicaciones sobre la evolución de la margen Occidental de la depresión del Golfo. Enviado a: *Contribuciones de Tectónica del Occidente de México*, Delgado-Argote y Martín-Barajas (Editores), este volumen.
- Mora-Alvarez, G., 1993. Relaciones estratigráficas y geocronológicas entre las unidades volcánicas de la Sierra Santa Ursula en Sonora, y el magmatismo de la región del Golfo de California. En: *Contribuciones de Tectónica del Occidente de México*, Delgado-Argote y Martín-Barajas (Editores), este volumen.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355.
- Saunders, A.D., G. Rogers, G.F. Marriner, D.J. Terrell, and S.P. Verma, 1987. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. In: S.D. Weaver and R.W. Johnson (Editors.), *Tectonic Controls on Magma Chemistry*, Journal of Volcanology and Geothermal Research., v. 32, p. 223-245.
- Saunders, A.D., 1983. Geochemistry of basalts recovered from Gulf of California during Leg 65 of the Deep Sea Drilling Project. In: P. Robinson, B.T. Lewis et al., *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, 65 Washington (US Govt. Print Off) p. 591-621.
- Saunders, A.D., D.J. Fornari, and M.A. Morrison, 1982. The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental margin basins: the Gulf of California, Mexico, *Journal Geological Society of London*, 139: 335-346.
- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of the calc-alkaline magmas, *Earth Planetary Science Letter*, v. 46, 344-360.
- Sawlan, M.G. and J.G. Smith, 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In: V.A. Frizzell, Jr. (Editor), *Geology of the Baja California Peninsula*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 39, p. 237-251.
- Sawlan, M.G., 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift. In: Dauphin, J.P. y Simoneit, B.R. (Editors), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, memoir 47, p. 301-369.
- Sawlan, M.G., 1981. Late Cenozoic volcanism in the Tres Virgenes area. In: L. Orliab and J. Roldan-Q (Editors), *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona*: field guides and papers: Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, Hermosillo, Son., Mexico, p. 309-319.
- Sommer, M. A. y J. García, 1970. Potassium-argon dates for Pliocene rhyolites sequences east of Puertecitos, Baja California, *Geological Society of American*, Abstracts proceedings, v. 2, no. 2, p. 146.
- Stock, J. and Molnar, P., 1988. Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula and Pacific plates, *Tectonics*, v. 7, p. 1339-1384.
- Stock, J.M., 1989. Sequence and geochronology of Miocene rocks adjacent to the Main Gulf Escarpment, southern Valle Chico, Baja California, *Geofísica Internacional*, 28-5, p. 851-896.
- Stock, J.M y K.V. Hodges, 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*. v. 8, no. 1, p. 99-115.
- Stock, J.M y K.V. Hodges, 1990. Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, NE Baja California, Mexico, *Journal Structural Geology*, v. 12, 3, p. 315-328.
- Stock, J.M., A. Martín-Barajas, F. Suarez-Vidal and Miller, M. 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico. In: Walawender y Hanan (Editors), *Geological excursions in southern California and Mexico*. Annual meeting Geological Society of America, San Diego, California, p. 44-67.
- Wilson, M. and Hyman, U., 1988. *Igneous Petrogenesis*, Unwin-Hyman Inc. (Editors), USA, 466 p.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó con apoyo del proyecto CONACYT, ref. 1224-T9203, para el estudio de la Provincia Volcánica de Puertecitos. Gracias a Ramón Mendoza por su colaboración en el procesamiento y en la discusión de los datos estructurales. Gracias a R. Allmendinger por su programa Faultkin 3.25 y Stereonet 4.3. Agradecemos a Hugo Delgado la revisión de una primera versión del manuscrito, y sus comentarios y sugerencias durante el arbitraje de este trabajo. Gracias a Joan Kimbrough y a Mike Walawender (San Diego State University) por las facilidades para el análisis por FRX. Gracias a Victor Manuel Frías C. quien efectuó el trabajo de edición de dibujos y mapas.

APENDICE

Tabla 4. Análisis de microsonda (seleccionados) en plagioclasas. Tma son andesitas y dacitas asociadas al arco (Grupo 1). Tmr y Tmba corresponden a rocas del grupo 2 asociadas al rift (ca. 6 Ma), y Tpr-Tpba corresponde a las ignimbritas del Plioceno y a andesitas de Volcán Prieto respectivamente (Grupo 3).

	Tma								Tmba				Tmr	
	II-12-3 (n)	II-12-8 (a)	II-1-4 (n)	II-1-6 (a)	II-1-8 (a)	II-1-9 (n)	II-1-11 (a)	II-1-13 (a)	22-V-2-5 (n)	22-V-2-7 (a)	22-V-2-9 (n)	22-V-2-11 (a)	III-11-1 (n)	III-11-4 (a)
SiO	56.52	60.52	55.6	59.03	57.56	59.44	56.6	51.54	50.31	54.55	46.37	51.44	60.83	99.99
Al ₂ O ₃	27.73	25	27.94	25.48	26.48	25.84	27.62	30.55	31.38	29.39	34.29	30.03	24.17	0.15
FeO	0.20	0.47	0.20	0.13	0.23	0.24	0.64	0.55	0.56	0.98	0.44	0.54	0.30	0.04
CaO	9.56	7.50	10.21	7.13	8.22	7.48	10.07	13.22	14.72	11.13	17.89	13.51	5.75	0.01
Na ₂ O	6.12	6.81	5.58	7.13	6.49	6.85	4.97	3.89	3.22	5.10	1.42	3.90	7.69	0.01
K ₂ O	0.24	0.51	0.22	0.48	0.55	0.68	0.49	0.21	0.04	0.23	0	0.04	1.17	0.01
BaO	0.09	0.17	0.06	0.08	0.07	0.11	0.04	0.05	0.06	0.01	0	0	0.21	0.03
Total	100.45	100.97	99.82	99.47	99.61	100.64	100.44	100.01	100.3	100.39	100.41	99.46	100.12	100.25
Ab	52.90	60.30	49.10	62.60	57.00	59.90	45.20	34.30	28.30	44.70	12.50	34.20	66.10	56.50
An	45.70	36.70	49.60	34.60	39.90	36.20	51.20	64.50	71.40	53.90	87.50	65.50	27.30	30.40
Or	1.30	3.00	1.30	2.80	3.20	3.90	3.00	1.20	0.20	1.30	0.00	0.20	6.60	13.00

Tabla 4 continuacion

	Tmr		Tpr											
	III-11-5 (a)	III-11-8 (r)	I-16-1 (n)	I-16-3 (a)	I-16-4 (n)	I-16-7 (n)	I-7-1 (r)	I-7-2 (a)	I-7-3 (r)	I-7-5 (a)	P-35B-1 (a)	P-35B-2 (a)	P-35B-5 (a)	P-35B-7 (n)
SiO	61.53	66.12	60.5	61.32	63.19	61.75	64.68	63.88	65.66	65.43	59.85	61.71	59.72	60.45
Al ₂ O ₃	23.61	19.01	24.05	23.81	22.74	23.98	21.52	22.28	20.44	20.38	25.07	23.74	24.89	24.9
FeO	0.34	0.22	0.33	0.41	0.32	0.31	0.16	0.21	0.2	0.2	0.28	0.33	0.33	0.33
CaO	5.52	0.46	5.72	5.33	3.68	5.38	2.76	3.45	1.3	1.23	6.68	0.57	6.87	6.27
Na ₂ O	7.8	5.04	7.99	8.15	8.6	8.02	9.03	8.74	8.73	8.4	7.46	8.14	7.3	7.56
K ₂ O	1.05	9.4	0.5	0.52	1.36	0.54	1.34	1.23	2.72	3.38	0.43	0.55	0.43	0.46
BaO	0.09	0.17	0.05	0.03	0.05	0.09	0.46	0.22	0.7	0.92	0	0.03	0.03	0.13
Total	99.94	100.43	99.15	99.58	99.95	100.07	99.96	100	99.76	99.95	99.77	100.08	99.56	100.09
Ab	67.6	43.28	69.9	71.2	74.6	70.7	78.9	76.3	77.7	74.3	65.3	70.3	64.2	66.8
An	26.4	2.23	27.5	25.8	17.6	26.2	13.4	16.6	6.4	6.0	32.3	26.6	33.4	30.6
Or	6.0	53.87	2.9	3.0	7.7	3.1	7.7	7.1	15.9	19.7	2.5	3.1	2.5	2.6

Tabla 4 continuacion

	Tpr										
	P-35B-12 (n)	P-35B-13 (a)	III-6-1 (n)	III-6-2 (n)	III-6-3 (a)	MT91-07-2 (n)	MT91-07-4 (a)	MT91-07-6 (n)	III-2-4 (a)	III-2-5 (n)	III-2-13 (n)
SiO	60.31	60.32	59.64	58.28	56.76	59.85	59.92	59.83	58.68	61.12	63.7
Al ₂ O ₃	24.35	24.63	25.2	26.11	26.96	25.29	24.98	25.26	25.45	23.85	22.52
FeO	0.3	0.37	0.44	0.46	0.42	0	0.02	0.03	0.23	0.25	0.35
CaO	6.15	6.32	7.32	7.83	9.11	6.68	6.6	6.7	7.22	5.36	4.72
Na ₂ O	7.57	7.63	7.04	6.81	6.19	7.94	7.96	7.7	7.1	8.07	8.06
K ₂ O	0.47	0.48	0.39	0.38	0.31	0.12	0.19	0.37	0.29	0.44	0.68
BaO	0.11	0.15	0.07	0.06	0.05	0.05	0.03	0.05	0.01	0.07	0
Total	99.27	99.88	100.1	99.93	99.8	99.93	99.69	99.94	99.00	99.17	100.03
Ab	67.1	66.7	62.0	59.8	54.2	67.8	67.8	66.2	62.95	71.28	72.52
An	30.1	30.5	35.7	38.0	44.1	31.5	31.1	31.8	35.38	26.17	23.45
Or	2.7	2.7	2.3	2.2	1.8	0.7	1.1	2.1	1.67	2.55	4.03

Tabla 5. Análisis de microsonda (seleccionados) en piroxenos y olivinos. Las etiquetas de los grupos igual que en la tabla 4.

	Tma		Tmr				Tpr										
	II-1-20	II-1-22	22-V-2-2	22-V-2-3	III-11-6	III-11-7	I-16-6	I-16-8	I-7-8	I-7-9	III-6-7	III-6-8	III-6-12	III-6-18	MT-07-9	MT-07-10	MT-07-11
SiO ₂	52.04	52.42	53.21	53.86	52.6	52.61	50.56	51.22	51.93	52.35	51.43	52.48	51.84	51.5	52.74	52.74	53.55
TiO ₂	0.4	0.36	0.35	0.25	0.16	0.16	0.32	0.22	0.14	0.1	0.28	0.23	0.27	0.41	0.41	0.45	0.32
Al ₂ O ₃	2.98	1.95	1.83	2	0.67	0.64	0.8	0.3	0.68	0.65	0.48	0.46	0.5	1.06	2.48	2.22	1.81
CR ₂ O ₃	0.36	0.04	0.07	0.11	0.03	0	0	0.01	0.06	0.05	0	0	0	0	0.47	0.12	0.12
FeO	5.39	7.54	7.34	14.71	10.75	11.15	13.33	26.49	12.19	12.35	26.66	23.65	26.67	13.87	4.49	4.87	4.64
MnO	0.15	0.22	0.19	0.32	0.38	0.39	0.63	1.06	0.45	0.52	0.82	0.87	0.86	0.46	0.15	0.1	0.13
MgO	16.84	17.3	16.84	28.07	13.89	13.75	12.71	18.87	13.14	13.32	18.44	19.62	18.98	13.47	17.38	17.35	17.89
CaO	21.21	19.45	20.57	1.66	21.39	20.98	19.25	1.6	20.68	20.74	1.88	1.86	1.81	18.71	21.83	21.78	21.83
Na ₂ O	0.3	0.23	0.27	0.02	0.33	0.31	0.37	0.02	0.34	0.36	0.05	0.05	0.03	0.29	0.32	0.28	0.25
K ₂ O	0.01	0.02	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0
Total	99.71	99.54	100.65	101.00	100.19	99.99	97.99	99.8	99.6	100.44	100.04	99.21	100.95	99.78	100.28	99.92	100.51
%																	
Fs	8.6	11.9	11.5	22.0	27.88	17.82	21.96	42.6	19.6	19.7	43.0	38.8	42.5	22.4	7.1	7.6	7.2
En	48.0	48.7	47.1	74.8	0.98	39.19	37.36	54.1	37.7	37.9	53.1	57.3	53.9	38.8	48.8	48.5	49.4
Wo	43.4	39.4	41.4	3.2	71.13	42.97	40.66	3.3	42.7	42.4	3.9	3.9	3.7	38.8	44.1	43.8	43.4

Tabla 6. Análisis de FRX de elementos mayores de unidades correspondientes a los tres grupos principales. Tma, lavas y rocas piroclásticas andesíticas de > 11 Ma. Tmr-Tmba, lavas y rocas piroclásticas de ± 6.0 Ma. Tpr-Tpba, lavas y rocas piroclásticas de ± 3 Ma o menos. La posición estratigráfica de los basaltos de Valle Chico en Stock (1989). (1) Análisis efectuados en San Diego State University. (2) Análisis efectuados en University of Massachusetts., Amherst, Mass. Mg# = Mg/(Mg+Fe). FeO* y Fe₂O₃* como hierro total. Nota: Símbolos en Fig. 10: (=) Tmba, (≡) Tmr, (▲) Tplh-Tpet, (+) Tpba.

	Basaltos Valle Chico				Tma Arroyo Los Heme									
	VC-87-11 (2)	VC-87-54 (2)	VC-87-58 (2)	VC-86-99 (2)	21-III-7 (1)	I-19 (1)	21-III-6 (1)	IV-1 (1)	II-2 (1)	IV-4 (1)	P-46 (1)	P-38-1 (1)	P-38-2 (1)	I-3 (1)
SiO ₂	49.09	53.34	51.26	54.22	62.31	61.09	62.40	60.21	66.44	62.13	57.58	56.11	55.36	63.46
Fe ₂ O ₃ *	8.57	6.96	8.50	7.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.50
FeO*	-	-	-	-	5.04	4.86	4.84	5.10	4.30	5.03	5.82	6.37	6.46	-
MnO	0.14	0.11	0.14	0.11	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.10	0.11	0.11	0.08
TiO ₂	1.23	1.13	1.06	1.14	0.64	0.67	0.83	0.64	0.77	0.63	0.78	0.81	0.82	0.57
CaO	8.12	8.20	8.33	8.74	5.90	6.31	5.99	6.16	5.01	5.77	7.68	6.96	7.09	5.48
K ₂ O	2.81	2.29	1.17	1.44	1.94	1.88	2.13	1.64	3.08	1.89	1.64	1.43	1.09	2.04
Al ₂ O ₃	13.19	18.10	15.66	16.80	15.86	16.16	15.04	16.20	14.46	16.26	15.37	16.29	16.70	19.39
MgO	12.97	4.83	10.22	6.37	3.71	4.13	2.30	3.76	0.43	1.83	4.80	6.03	6.09	3.18
Na ₂ O	2.88	3.87	3.30	3.57	3.88	3.74	3.95	4.06	3.30	5.02	3.80	4.04	3.76	3.91
P ₂ O ₅	0.77	0.67	0.27	0.36	0.23	0.20	0.29	0.17	0.30	0.20	0.33	0.28	0.28	0.19
H ₂ O+	na	na	na	na	0.98	0.52	2.25	2.33	1.58	1.01	2.30	1.44	2.23	na
TOTAL	99.77	99.50	99.91	100.21	100.57	99.64	100.10	100.35	99.74	99.86	100.36	99.90	100.06	99.80
Mg#	0.56	0.37	0.5	0.42	0.36	0.39	0.26	0.36	0.07	0.21	0.38	0.42	0.42	0.37

Tabla 6 (Continuación)

	Tmba					Tmr			
	27-IV-2 (2)	30-IV-4 (1)	22-III-B (1)	VC-86-208 (1)	III-11 (1)	2-V-3 (2)	MT-90-21 (2)	2-V-2 (1)	
SiO ₂	55.19	56.18	57.60	63.65	76.18	75.15	74.72	62.83	
Fe ₂ O ₃ *	11.17	-	-	-	-	1.44	2.46	-	
FeO*	-	6.18	6.31	2.92	1.45	-	-	4.32	
MnO	0.15	0.11	0.12	0.05	0.02	0.02	0.05	0.082	
TiO ₂	2.51	1.14	1.05	0.55	0.19	0.19	0.17	0.598	
CaO	7.15	8.85	7.71	6.34	0.88	1.56	0.90	7.27	
K ₂ O	1.58	0.62	0.49	0.58	4.36	4.54	3.88	0.45	
Al ₂ O ₃	14.50	16.57	16.55	18.34	11.86	12.74	12.59	18.02	
MgO	3.67	4.49	4.59	1.59	0.29	0.22	0.15	2.9	
Na ₂ O	3.77	3.92	4.33	4.38	3.23	4.08	4.42	3.96	
P ₂ O ₅	0.36	0.21	0.18	0.10	0.06	0.02	0.02	0.117	
H ₂ O+	na	0.95	1.00	na	0.63	na	na	na	
TOTAL	100.04	99.22	99.93	98.50	98.89	99.96	98.62	100.55	
Mg*	0.21	0.35	0.35	0.29	0.13	0.11	0.04	0.34	

Tabla 6 (Continuación)

	Tpr												Tpba		
	Tph-Tpet												VP-1 (2)	VP-2 (2)	MT-91-67 (2)
	I-16 (1)	I-7 (1)	III-3 (2)	III-4 (1)	V-11 (1)	I-8 (1)	V-4 (1)	I-11 (1)	III-2 (1)	P-35b (1)	VC-III-8 (2)	MT-90-73 (2)			
SiO ₂	62.78	62.67	73.44	70.79	69.62	74.19	63.64	73.02	69.60	70.90	73.44	73.75	60.63	59.91	56.80
Fe ₂ O ₃ *	-	-	3.33	-	-	-	-	-	-	-	3.33	3.22	5.29	5.42	6.09
FeO*	4.75	4.53	-	2.87	3.52	1.55	6.71	2.92	4.11	4.49	-	-	-	-	-
TiO ₂	0.84	0.58	0.29	0.25	0.51	0.18	0.97	0.29	0.38	0.43	0.29	0.29	0.63	0.57	0.66
CaO	6.11	5.56	0.95	2.20	1.57	1.19	4.25	1.23	2.67	1.40	0.95	1.04	6.69	6.53	9.21
K ₂ O	2.09	1.99	3.54	3.20	3.09	3.85	1.61	3.16	2.39	3.14	3.54	3.89	0.88	0.76	0.72
Al ₂ O ₃	15.28	16.34	12.97	12.87	13.78	13.60	14.29	13.15	14.57	13.50	12.97	12.84	16.66	16.12	17.07
MgO	3.24	3.08	0.23	0.26	0.32	0.37	2.06	0.36	0.21	0.34	0.23	0.22	4.72	6.43	5.33
Na ₂ O	3.32	3.79	5.15	4.90	5.81	4.78	4.51	5.06	5.53	4.83	5.15	4.21	4.29	4.02	3.55
P ₂ O ₅	0.28	0.25	0.04	0.05	0.08	0.03	0.28	0.04	0.09	0.09	0.04	0.03	0.14	0.12	0.15
H ₂ O+	0.54	0.76	na	1.56	0.66	1.04	0.75	0.34	0.75	1.08	na	na	na	na	na
TOTAL	99.30	99.63	100.00	99.01	99.05	100.79	99.17	99.62	100.38	100.33	100.00	99.55	100.00	99.96	100.27
Mg#	0.34	0.34	0.05	0.06	0.06	0.15	0.19	0.08	0.03	0.05	0.05	0.05	0.43	0.5	0.42

Nota: Símbolos en Fig. 10: (■) Tmba, (○) Tmr, (▲) Tph-Tpet, (+) Tpba.